

Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272
CODEN : CCKHA7

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 64 No. 7/8 2013



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25年

論文

Oxygen isotopic study of vein quartz in Neogene-Quaternary overprinting hydrothermal systems in the Toyoha-Muine area, Hokkaido, Japan

Toru Shimizu..... 191

1946年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動曲線

梅田康弘・板場智史..... 201

概報

徳島県南部、大木屋崩壊地の地形・堆積物の特徴と形成時期の推定

植木岳雪..... 213

資料・解説

新開発乾式法による脆弱岩石試料の薄片・研磨薄片製作

大和田 朗・佐藤卓見・平林恵理..... 221

表紙の写真

東方より望む無意根山

北海道南西部に位置する無意根山は標高 1464m のピークを持ち、鮮新世に形成された安山岩火山である。本火山活動に伴い、豊羽多金属 (Zn, Pb, Ag, Cu, Sn 及び In) 鉱脈鉱床を始めとする数多くの熱水性脈が形成された。また本火山-熱水系は中新世の火山-熱水系に重複して分布していることが知られている。熱水性脈石英の酸素同位体比を分析し、既存の地質環境復元データ及び流体包有物研究データと併せて熱水の起源を精査したところ、鮮新世と中新世の熱水の間で明瞭な差異が得られた。詳細は研究論文(本号)を参照されたい。

(写真・文：清水 徹)

Cover page

A view of the eastern side of Mt. Muine

Mt. Muine is an andesitic volcano that formed in the Pliocene in southwest Hokkaido. The altitude at the summit is 1,464 m. There are a number of hydrothermal veins that include Toyoha polymetallic (Zn, Pb, Ag, Cu, Sn and In) vein-type deposits, which are genetically related to volcanic activity. The Pliocene volcanic-hydrothermal system overprinted a Miocene volcanic-hydrothermal system. Combined with previous data on geological reconstruction and fluid inclusion studies, an oxygen isotopic study on hydrothermal vein quartz showed that the origins of the Pliocene and Miocene hydrothermal waters are distinct. For more information, see the related article in this volume.

(Photograph and Caption by Toru Shimizu)

Oxygen isotopic study of vein quartz in Neogene-Quaternary overprinting hydrothermal systems in the Toyoha-Muine area, Hokkaido, Japan

Toru Shimizu

Toru Shimizu (2013) Oxygen isotopic study of vein quartz in Neogene-Quaternary overprinting hydrothermal systems in the Toyoha-Muine area, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 64 (7/8), p. 191-200, 4 figures, 2 tables.

Abstract: An oxygen isotopic study of vein quartz in the Toyoha-Muine area was conducted using a CO₂ laser microprobe technique, in order to determine origin of hydrothermal fluids. The oxygen isotopic values of the hydrothermal fluids resulting in the vein formations were calculated to be between -10.6 and 1.0 ‰, using the obtained oxygen isotopic values of quartz and previous data on the formation temperature of quartz from fluid inclusion studies. Combined with existing chronological data on the hydrothermal activities related to the vein formations, the isotopic values are classified into two different chronological ranges: -6.3 to 1.0 ‰ in Middle to Late Miocene and -10.6 to -6.7 ‰ in Pliocene-Pleistocene. Based on the previous geological reconstruction at the area, the values for the Middle to Late Miocene event indicate mixtures of fluids with variable ratios of meteoric water, seawater and magmatic water, whereas the values for Pliocene-Pleistocene result from fluids with high ratios of meteoric water to magmatic water.

Keywords: oxygen isotope, quartz, hydrothermal fluids, hydrothermal systems, Toyoha, Muine

1. Introduction

The Toyoha-Muine area (hereafter referred to as TMA) is located in southwest Hokkaido. The area has been a part of an active volcanic zone in southwest Hokkaido since Neogene, and Mt. Muine, an andesitic volcano, is located immediately in the south of the research area (Fig. 1). Toyoha, the largest polymetallic (Zn-Pb-Ag-Cu-Sn-In) vein-type deposit in Japan, is situated in the north of the research area (Fig. 1).

The TMA has been investigated by a number of researchers in various fields, including geology, geochronology, geotectonics, geophysics, geochemistry, and mineralogy (e.g., Akome and Haraguchi, 1963; Sawai *et al.*, 1989; Watanabe, 1990; Takakura and Matsushima, 2003; Ohta, 1989, 1995; Shimizu and Aoki, 2011). These studies revealed that the TMA has undergone complex overprinting magmatic-hydrothermal activities, with metallic mineralization since early Miocene. Prior to the present study, two oxygen isotopic studies have been conducted on vein quartz in the TMA (Matsuhisa *et al.*, 1986; Shimizu and Aoki, 2001). These previous studies, however, are restricted to the Pliocene-Pleistocene hydrothermal system.

Combined with recent studies on geochronology, hydrothermal alteration, and fluid inclusions (Aoki *et al.*, 1997; Shimizu and Aoki, 2000; Shimizu *et al.*, 2003;

Shimizu and Aoki, 2011), this paper presents new oxygen isotopic data of hydrothermal fluids for vein quartz in the Middle to Late Miocene, and Pliocene-Pleistocene hydrothermal systems.

2. Outline of geology, hydrothermal alteration, and ore deposit

The geology of the TMA comprises three stratigraphic units: the pre-Tertiary basement consisting of sedimentary rocks (Usubetsu Formation), Miocene volcanic and sedimentary successions (Shiramizugawa, Shiraigawa and Takinosawa Formations, and Asari Group), and the Pliocene Muineyama Lava of andesitic composition (Doi, 1953; Geological Survey of Japan, 1980; New Energy and Industrial Technology Development Organization, here abbreviated to NEDO, 1988). The pre-Tertiary basement and Miocene successions are intruded by numerous dikes (e.g., granodiorite, NEDO, 1988).

Shimizu and Aoki (2011) showed that hydrothermal alteration was extensive in the Miocene successions, and that it could be divided into acid and neutral alterations using data on the pH and temperature stabilities of the alteration mineral assemblages (Utada, 1980; Reyes, 1990). The acid alteration mainly produces quartz, pyrophyllite, dickite, kaolinite, and alunite, whereas neutral alteration forms quartz, sericite, chlorite, pyrite, and calcite. The

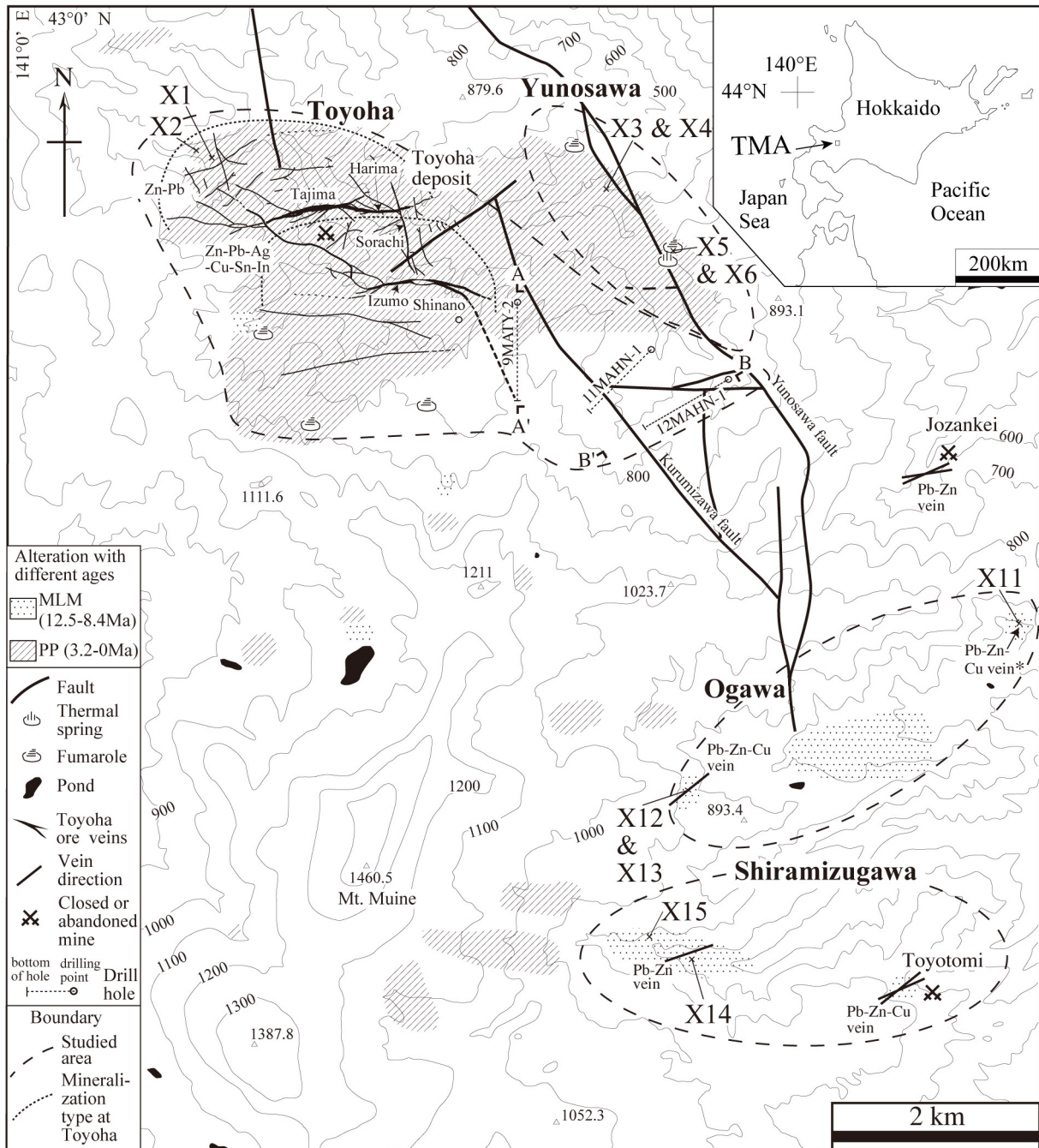


Fig. 1 Sampling locations for oxygen isotope analysis (X1 to X6 and X11 to X15) on a topographical map. Distribution of hydrothermal alteration of different ages and ore veins in the studied sub-areas of Toyoha, Yunosawa, Ogawa, and Shiramizugawa are depicted, after Shimizu and Aoki (2011). Chronological ranges: MLM and PP correspond to Middle to Late Miocene and Pliocene-Pleistocene. The ore veins at the Toyoha deposit are projected to the surface. A-A' and B-B' at Toyoha correspond to the locations of vertical sections in Figs. 2a and 2b, respectively. The short, thick, dashed line between the southeastern end of the Shinano vein and the southern end of 9MATY-2 drilling indicates a NNW-SSE fracture with ore veins intersected by the 9MATY-2 drilling at depth (Shimizu, 2012). *: There was no outcrop of ore veins at the surface; however, ore samples were collected from the dump in a previous prospect to the east of Ogawa.

latter alteration commonly accompanies hydrothermal veins. A number of K-Ar ages were determined for alunite, sericite, and interstratified sericite/smectite to constrain the timing of hydrothermal activities. Most of the ages

fall within three periods: 24.6 Ma, 12.5-8.4 Ma, 3.2-0 Ma (Shimizu and Aoki, 2011). The surface and subsurface distribution of chronologically different alteration phases is displayed in sub-areas of Toyoha, Yunosawa, Ogawa,

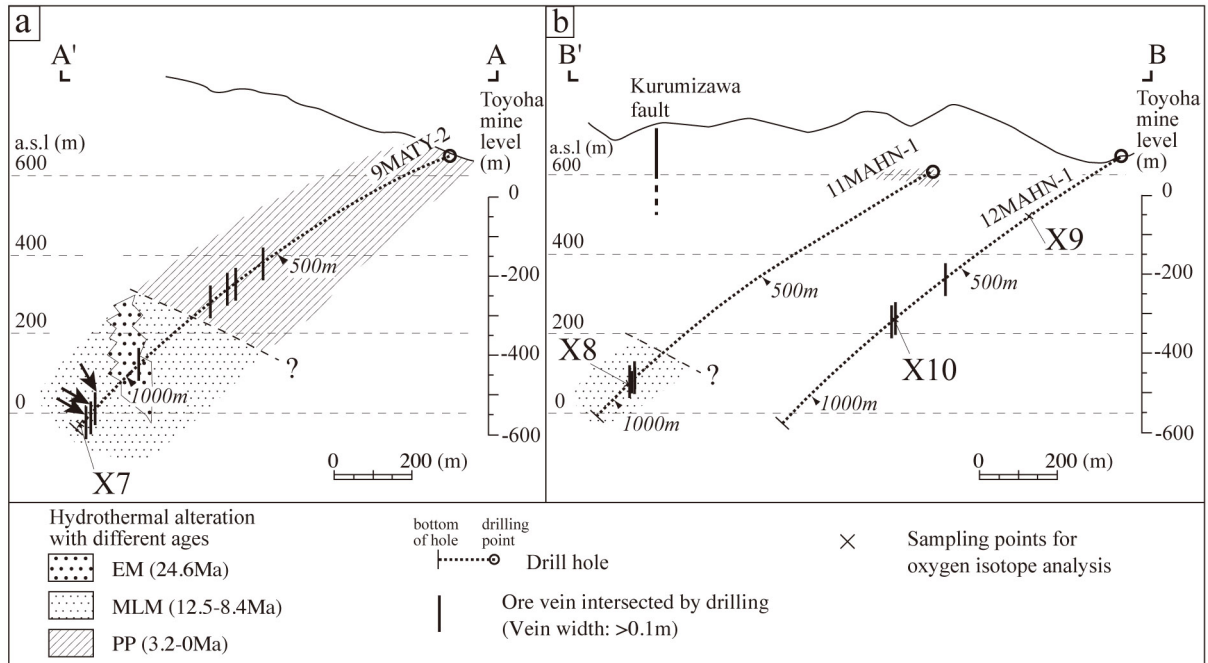


Fig. 2 Cross sections showing sample locations (X7, X8, X9 and X10) for oxygen isotope analysis. The cross sections are modified after the Ministry of International Trade and Industry (2001) and Shimizu and Aoki (2011). The sections A-A' (Fig. 2a) and B-B' (Fig. 2b) correspond to those in Fig. 1. Drill hole 11MAHN-1 is projected to B-B'. The chronological ranges of hydrothermal alteration correspond to those in Shimizu and Aoki (2011). EM: Early Miocene; MLM and PP: the same in Fig. 1. Meter in italic is the distance (m) along each drill hole from the drilling point. Three thick arrows at the depth of 9MATY-2 drilling in Fig. 2a indicate the ore veins that occupy the same NNW-SSE fracture as the Shinano footwall vein in Fig. 1 (Shimizu, 2012).

and Shiramizugawa (Figs. 1 and 2, Shimizu and Aoki, 2011). The Toyoha sub-area is slightly extended to the southeast to include a drill hole: 12MAHN-1 in the present study. The chronological range of the alteration along drill hole 12MAHN-1 is not determined in the present study.

Hydrothermal veins are mainly hosted by the Miocene successions with neutral alteration. The Toyoha deposit is at the north part of the TMA, comprising earlier and later veins characterized by Zn-Pb mineralization to the northwest and Zn-Pb-Ag-Cu-Sn-In mineralization to the southeast, respectively (e.g., Yajima and Ohta, 1979, Fig. 1). Quartz is commonly associated with ore minerals in the earlier veins whereas it tends to occur before and after the polymetallic mineralization in the later veins (Narui *et al.*, 1988).

Numerous quartz and calcite veins occur in the Toyoha, Yunosawa, Ogawa, and Shiramizugawa sub-areas. Most of the veins are barren, with a thickness between 1 and 40 cm. Some quartz veins, however, contain sulfide minerals (e.g., pyrite, sphalerite, galena, and chalcopyrite) and have a variable thickness between 2.5 cm and 50 cm or more (e.g., Ohta, 1997; Shimizu *et al.*, 2003; Shimizu, 2012).

3. Quartz samples

The samples were collected from surface outcrops and

from underground at various localities in the Toyoha, Yunosawa, Ogawa, and Shiramizugawa sub-areas (Figs. 1 and 2). The analyzed samples at Toyoha were collected from the peripheral parts: X1 and X2 to the northwest (Fig. 1) and X7 to X10 to the southeast (Fig. 2). The characteristics of quartz samples as described via oxygen isotopic studies are summarized in Table 1. Samples were obtained from quartz veinlets, except for X2, X5, and X14. Some of the samples (X10, X11, X12, X13, and X14) were intimately associated with sulfide minerals of sphalerite, galena, chalcopyrite, and pyrite.

4. Analytical procedure

Oxygen isotopic study was carried out for the thin sections that were also used for fluid inclusion microthermometry (Fig. 3). Quartz chips were extracted from each section for isotopic analysis. Some of the chips (X1, X3, X4, and X14) that were partly disseminated with goethite were treated with 5% oxalic acid to dissolve the mineral. Quartz aliquots between 0.94 and 2.17 mg were prepared for each isotopic analysis (Table 2).

Oxygen was liberated from the quartz using a CO₂ laser (SYNRAD Model 48-2-115 25W, $\lambda = 10.6 \mu\text{m}$) and a bromine pentafluoride method essentially the same as that described by Sharp (1990). The optical system that

Table. 1 Characteristics of quartz samples for oxygen isotope analysis

Sample name	Sampling location No.	Stratigraphic group	Strike/ dip	Depth above sea level	Vein width (cm)	Vein minerals	Comments
1998-07-03-01	X1	SI ^d	N50°E, 78°N ^b	605 ^b	<4 ^b	Qz ^b	Qz network vein. Sampled at nearby Reibun raise of the Toyoha mine. ^d
1998-07-03-02	X2	SI ^d	N10°E, 70°N ^b	660 ^b	20 ^b	Qz ^b	Qz vein. ^d
MU98102711-5	X3	SM ^c	n.d.	480 ^b	<3 ^b	Qz ^b	Qz veinlet. ^d
MU98102711-6	X4	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto
1998070604D	X5	SM ^c	n.d.	550 ^b	40 ^b	Qz ^b	Qz veinlet nearby fumarole. ^d
1998070604D No.2	X6	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto
Drill core sample							
9MATY-2 1184.1 m	X7	SM ^b	n.d.	-39 ^b	1.5 ^b	Qz-py-sp-gn -chl ^b	Qz veinlet. Oz occurs during and after sp and gn depositions. ^c
11MAHN-1 925.1 m	X8	SM ^c	n.d.	82 ^c	1 ^c	Py-sp-gn-chl -qz ^c	Qz veinlet. Black-umber reniform sp and euhedral gn form in quartz vug. ^c
12MAHN-1 280.2 m	X9	SM ^c	n.d.	500 ^c	5 ^c	Qz-ka ^c	Qz veinlet. Ka occurs in euhedral qz vug. ^c
12MAHN-1 712.9 m	X10	SM ^c	n.d.	225 ^c	≥1.5 ^c	Py-asp-sp-cp -qz ^c	Qz veinlet. A qz-py vein is crosscut by a qz-sp vein. Qz associated with sp was used for fluid inclusion and oxygen isotopic studies. ^c
961030-01	X11	SM ^f	n.d.	590 ^f	n.d.	Qz-cp-py-sp -gn ^f	Cp, py, sp and gn interstitially occur in a qz vein. The sample for fluid inclusion and oxygen isotopic studies was a float. ^f
MA-960919-1-3 No.1 (961030-2 No.1)	X12	SM ^f	n.d.	850 ^a	2.5 ^b	Qz-sp-gn-cp -py-he ^{b,f}	Qz network vein associated with small amounts of ore minerals. The vein was situated below a sp-gn-cp-py-qz vein with thickness, strike and dip of 50 cm, N45°E and 35°N, respectively. ^b
MA-960919-1-3 No.2 (961030-2 No.2)	X13	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto	ditto
MU98102804	X14	SM ^f	N65°E, 90° ^b	650 ^b	≥50 ^b	Qz-sp-gn-py -goe ^b	Sp, gn and py sporadically occur in the quartz vein. Goethite occurs along cracks of the vein. ^f
98102901'	X15	SM ^f	N45°W, 90° ^b	790 ^b	1 ^b	Qz ^b	Qz veinlet. ^b

Sampling location Nos. X1 to X19 correspond to those in Figures 1 and 2. Stratigraphic group: SI = Shirai-gawa Formation, SM = Shiramizugawa Formation. n.d. = not determined. Abbreviations: asp = arsenopyrite, chl = chlorite, cp = chalcopyrite, goe = goethite, he = hematite, ka = kaolinite, gn = galena, py = pyrite, qz = quartz, sp = sphalerite. References: a. Ohta (1997); b. Shimizu and Aoki (2000); c. Ministry of International Trade and Industry (2001); d. Shimizu and Aoki (2001); e. Shimizu et al. (2003); f. This study.

introduces a laser beam into the stainless steel reaction chamber through a barium difluoride window is co-axial with a UV-CCD camera. The diameter of the focused laser beam is ~100 μm. The extracted oxygen was converted to CO₂ with a diamond furnace at 1000 °C. A triple-collector mass spectrometer (Finnigan MAT 251) was used for the isotopic analysis, the result of which is expressed in δ¹⁸O

(VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water) notation. The overall experimental reproducibility in the routine analyses was ±0.1 ‰ (1σ).

The oxygen isotopic values of quartz samples (δ¹⁸O_{quartz} values) were determined, using a δ¹⁸O value of 9.34 of an international silicate standard material (NBS-28) on the SMOW scale (Matsuhisa and Aoki, 1994), resulting

Table 2 Oxygen isotopic values of quartz and hydrothermal fluids

Sample name	Sampling location No.	Sample weight (mg)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ (‰)	Formation temperature (°C) based on the fluid inclusion study of quartz	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰)	Chronological range of hydrothermal alteration ^e
1998-07-03-01	X1	1.90	2.2	192 ^a	-9.9	PP
1998-07-03-02	X2	1.41	4.2	157 ^a	-10.6	PP
MU98102711-5	X3	1.08	2.9	173 ^a	-10.6	PP
MU98102711-6	X4	1.10	3.3	173 ^a	-10.2	PP
1998070604D	X5	2.17	2.2	241 ^a	-7.1	PP
1998070604D No.2	X6	0.94	2.6	241 ^a	-6.7	PP
Drill core sample						
9MATY-2 1184.1 m	X7	1.55	5.6	241 ^b	-3.7	MLM
11MAHN-1 925.1 m	X8	1.04	2.5	253 ^b	-6.3	MLM
12MAHN-1 280.2 m	X9	1.73	2.2	193 ^b	-9.9	n.d.
12MAHN-1 712.9 m	X10	1.39	2.9	213 ^b	-7.9	n.d.
961030-01	X11	1.42	9.9	223 ^c	-0.3	MLM
MA-960919-1-3 No.1	X12	1.16	8.4	284 ^c	1.0	MLM
MA-960919-1-3 No.2	X13	1.57	8.5	284 ^c	1.0	MLM
MU98102804	X14	1.17	4.2	232 ^d	-5.6	MLM
98102901'	X15	1.40	5.1	221 ^d	-5.3	MLM

Sampling locations for X1 to X19 correspond to those in Figure 1. Chronological ranges: MLM and PP are the same as those in Fig. 1. Stratigraphic group: SI = Shiraigawa Formation, SM = Shiramizugawa Formation. A chronological range for samples X9 and X10 is not determined in the present study. n.d. = not determined. References: a. Shimizu and Aoki (2001); b. Shimizu *et al.* (2003), c. Aoki *et al.* (1997), d. Shimizu and Aoki (2000), e. Shimizu (2012).

in 2.5‰, 4.3‰, 3.0‰, 3.4‰, 2.4‰ and 2.8‰ for X1, X2, X3, X4, X5 and X6, respectively (Shimizu and Aoki, 2001). To avoid any potential uncertainty involved in the previous $\delta^{18}\text{O}$ value of the international standard (e.g., an uncertainty caused by a variability of the equilibrium fractionation factor $\alpha_{\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}}$), however, the use of a $\delta^{18}\text{O}$ value of 9.18 on the VSMOW-SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation) scale was deemed preferable because it was obtained through the measurement of oxygen gas directly derived from VSMOW and SLAP (Kusakabe and Matsuhisa, 2008). Thus, the present study uses the $\delta^{18}\text{O}$ value of 9.18 for the NBS-28 for the determination of $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values of the whole samples (X1 to X15).

5. Results

The $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values are listed in Table 2, in addition to the formation temperature data from fluid inclusion studies. The oxygen isotopic values for fluids ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$

values) were calculated from the $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values and the formation temperatures, using an equation of quartz-water isotopic equilibrium ($1000\ln\alpha = 3.34 \times 10^6/T^2 - 3.31$; Matsuhisa *et al.*, 1979, Table 2).

The $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values and a previous dataset (Matsuhisa *et al.*, 1986) are plotted in Fig. 4 for the different research sub-areas in the TMA. All the $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values range between the values of meteoric water (nearby spring water, -12.6 to -12.5 ‰, Matsubaya *et al.*, 1978) and magmatic water (6 to 10 ‰, Giggenbach, 1992). Some $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values (-0.3 to 1.0 ‰) are close to the value of seawater (0 ‰, SMOW).

6. Discussion

The common association of the quartz veins with neutral-pH alteration in the Miocene successions (Shimizu and Aoki, 2011; Shimizu, 2012) indicates that the quartz veins and the neutral-pH alteration formed contemporaneously due to hydrothermal activities. The author suggests that the analyzed quartz samples, except for X9 and X10, are

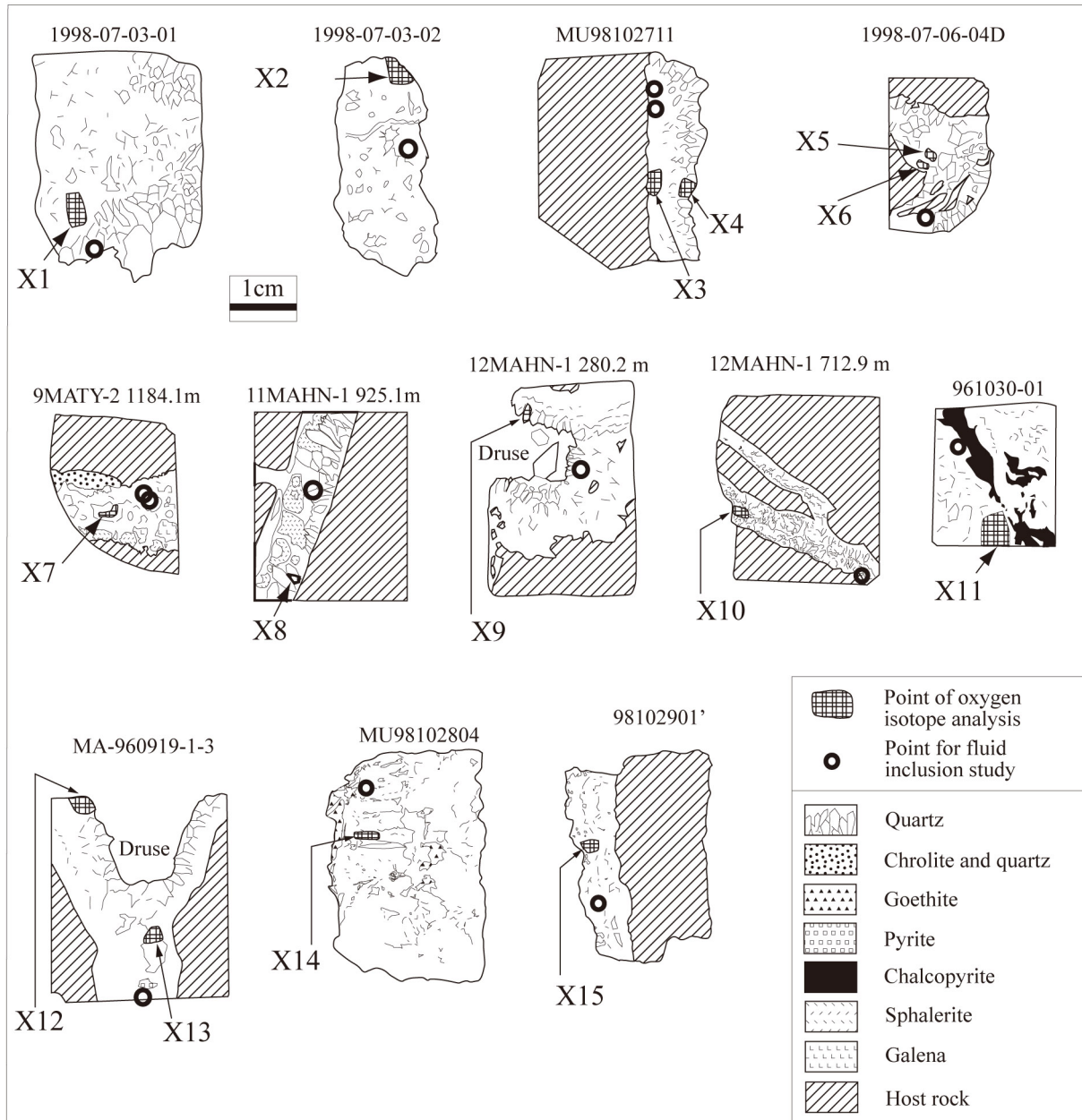


Fig. 3 Schematic map of locations for $\delta^{18}\text{O}$ laser microprobe analysis and fluid inclusion microthermometry for quartz in thin sections with a thickness of 0.2 to 0.3 mm.

genetically related to either Middle to Late Miocene (12.5-8.4 Ma) or Pliocene-Pleistocene (3.2-0 Ma) hydrothermal activities (Table 2).

Based on geological reconstructions in Middle to Late Miocene, the TMA was thought to have been located under a submarine environment during a large part of the period, but in terrestrial conditions between 10.5 and 8.5 Ma, except for the north part of the TMA during submarine volcanic activity at 9.5 Ma (Watanabe and Iwata, 1986; Watanabe and Ohta, 1999). A variety of magmatic activities, forming basalt, hyaloclastitic andesite, and intrusive granodiorite, led to many centers of hydrothermal activities in the north

and east parts of the TMA including Toyoha, Ogawa, and Shiramizugawa sub-areas (Shimizu and Aoki, 2011). The present study suggests that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values of -6.3 to 1.0 ‰ from the peripheral parts at the Toyoha, Ogawa, and Shiramizugawa sub-areas (Fig. 4) resulted from mixing of magmatic water, seawater, and meteoric water in variable ratios. The intimate association of sulfide minerals with quartz in some samples (X10, X11, X12, X13, and X14, Table 1) from the Middle to Late Miocene alteration indicates that the hydrothermal fluids of magmatic origin carried sulfur from magma chambers. This is consistent with the sulfur isotopic study of sulfides concluding that

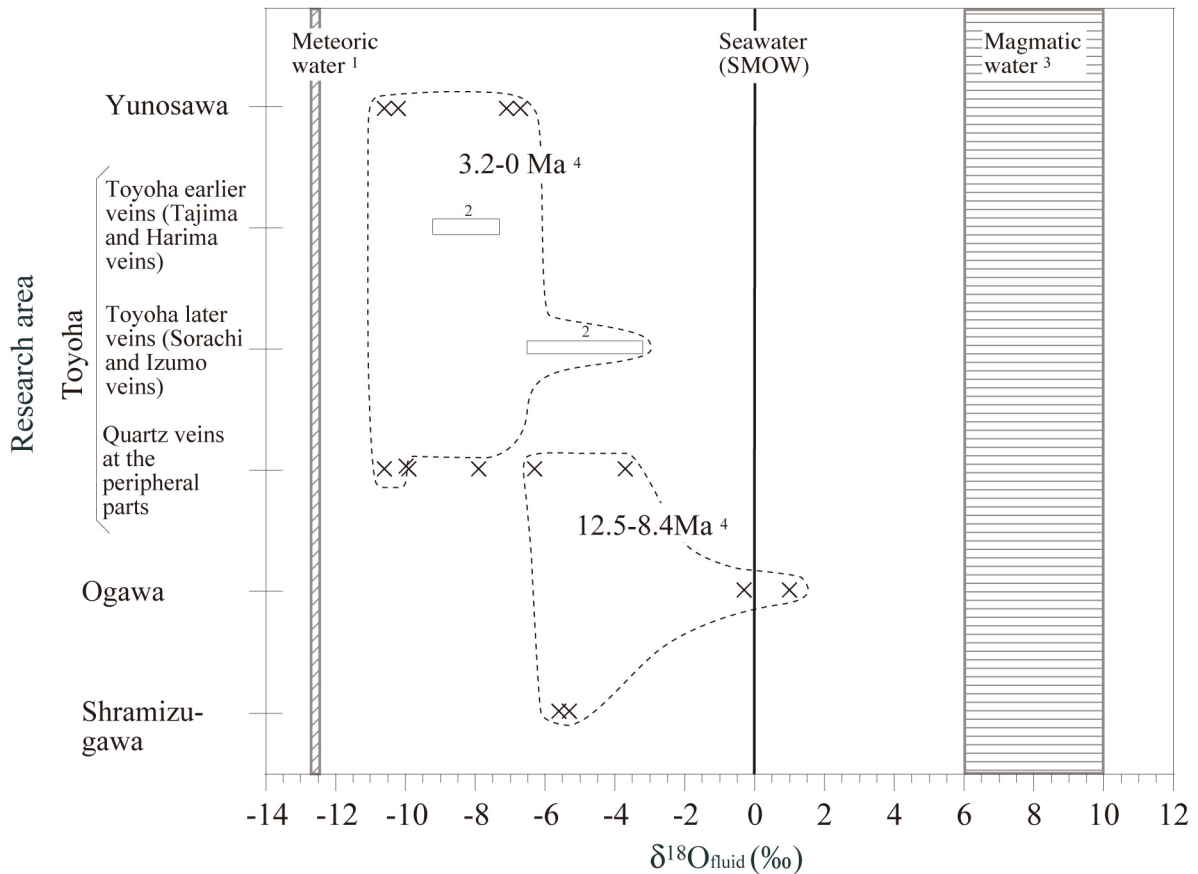


Fig. 4 Oxygen isotopic values of hydrothermal fluids for vein formations in the Toyoha-Muine area. Research areas: Toyoha, Yunosawa, Ogawa, and Shiramizugawa correspond to those in Figs. 1 and 2. References: 1, Matsubaya *et al.* (1978); 2, Matsuhisa *et al.* (1986); 3, Giggenbach (1992); 4, Shimizu and Aoki (2011). The ranges of isotopic values in the Toyoha earlier and later veins are shown as a bar.

the sulfide sulfur was sourced from arc magmatism in the Toyoha-Muine area (Shimizu, 2012).

In Pliocene-Pleistocene, the TMA was situated in a terrestrial environment with active magmatic-hydrothermal systems as a result of active uplift in western Hokkaido from Late Miocene (Yahata, 2002). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values for the earlier (-9.2 to -3.2 ‰ in Fig. 4) and later veins of the Toyoha deposit (-6.5 to -3.2 ‰ in Fig. 4) imply that the hydrothermal water for the vein formations were generated as a result of mixing between shallow meteoric water and deep water, possibly magmatic in origin (Matsuhisa *et al.*, 1986). The relatively low $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values for the earlier vein formation (-9.2 to -7.3 ‰) attributed to lower ratios of deep water to shallow water (Matsuhisa *et al.*, 1986). The similar range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values from the Yunosawa sub-area and peripheral parts at Toyoha (-10.6 to -6.7 ‰ in Fig. 4) suggests that origin of hydrothermal water for the vein formations in the sub-area and parts is similar to that of the earlier veins at the Toyoha deposit. If the quartz samples (X9 and X10 in Table 2) in the peripheral parts were genetically related to the Pliocene-Pleistocene hydrothermal activity, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values (-9.9 for X9 and

-7.9 ‰ for X10 in Fig. 4) could be interpreted as mixing of high ratios of meteoric water with magmatic water. The interpretation of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values in Pliocene-Pleistocene in the TMA is similar to that for the nearby hydrothermal veins at the Koryu and Chitose Au-Ag deposits formed in Pliocene-Pleistocene (Hattori and Sakai, 1979; Sawai *et al.*, 1992; Shimizu *et al.*, 1998).

7. Conclusions

Combined with previous geological and geochemical studies in the TMA, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values for quartz vein formations are interpreted according to two different chronological ranges of hydrothermal activities, in Middle to Late Miocene and Pliocene-Pleistocene. The relatively high $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values of Middle to Late Miocene (-6.3 to 1.0 ‰) resulted from mixing of magmatic water, seawater, and meteoric water with variable ratios, whereas the relatively low $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values of Pliocene-Pleistocene (-10.6 to -6.7 ‰) are a result of mixing magmatic water and meteoric water, but with a dominant contribution of the latter water source.

Acknowledgements: The author greatly thanks Dr. Hisao Sato, Dr. Yukihiko Matsuhisa, and Dr. Yuichi Morishita for their technical assistance in the measurement of oxygen isotopes. The author also fully appreciates Mrs. Hinako Shimizu for her technical assistance in preparing figures. The original submission was significantly improved by constructive comments by the editor, Dr. Takayuki Sawaki.

References

- Akome, K. and Haraguchi, M. (1963) Geology and ore deposits of the Toyoha mine. *Mining Geology*, **13**, 93-99 (in Japanese with English abstract).
- Aoki, M., Shimizu, T. and Seki, Y. (1997) Fluid inclusion study of hydrothermal minerals at Muine area. In *Report on the regional geological and structural survey during the fiscal year Heisei 8-An evaluation of mineral potential for exploration*, Ministry of International Trade and Industry, Tokyo, 149-153 (in Japanese).
- Doi, S. (1953) *Explanatory text of the geological map of Japan, scale 1:50,000 "Jozankei"*. Hokkaido Development Agency, 88 p (in Japanese).
- Geological Survey of Japan (1980) *Geological map 1/200,000 Sapporo* (in Japanese).
- Giggenbach, W. F. (1992) Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 495-510.
- Hattori, K. and Sakai, H. (1979) D/H ratios, origins, and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan. *Economic Geology*, **74**, 535-555.
- Kusakabe, M. and Matsuhisa, Y. (2008) Oxygen three-isotope ratios of silicate reference materials determined by direct comparison with VSMOW-oxygen. *Geochemical Journal*, **42**, 309-317.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Ueda, A., Tsutsumi, M., Kusakabe, M. and Sasaki, A. (1978) Stable isotope study of the hot springs and volcanoes of Hokkaido, Japan. *Papers of the Institute for Thermal Spring Research, Okayama University*, **47**, 55-67 (in Japanese with English abstract).
- Matsuhisa, Y. and Aoki, M. (1994) Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari epithermal gold-silver veins, southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, **89**, 1608-1613.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R. and Clayton, R. N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 1131-1140.
- Matsuhisa, Y., Yajima, J. and Ohta, E. (1986) Oxygen isotopic values and fluid inclusions of vein quartz at Toyoha deposit. *Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, the Mineralogical Society of Japan, and the Society of Mining Geology, Joint Annual Meeting, Abstracts with programs*, 26 (in Japanese).
- Ministry of International Trade and Industry (2001) Muineyama district. In *Report on the regional geological and structural survey in south Hokkaido during the fiscal year Heisei 12*, Ministry of International Trade and Industry, Tokyo, 5-15 (in Japanese).
- Narui, E., Yoshie, T. and Kato, K. (1988) On the recent exploration results at the Toyoha polymetallic vein-type deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **38**, 99-113.
- NEDO (1988) *Report on geothermal energy exploration and development, 12, Toyoha area*. New Energy and Industrial Technology Development Organization, Tokyo, 1156 p (in Japanese).
- Ohta, E. (1989) Occurrence and chemistry of indium-containing minerals from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **39**, 355-372.
- Ohta, E. (1995) Common features and genesis of tin-polymetallic veins. *Resource Geology Special Issue*, **18**, 187-195.
- Ohta, E. (1997) Ore sample at the upper stream of Ogawa river. In *Report on the regionally geological and structural survey, an evaluation of mineral potential for Exploration*, 154-155 (in Japanese).
- Reyes, A. G. (1990) Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **43**, 279-309.
- Sawai, O., Okada, T. and Itaya, T. (1989) K-Ar ages of sericite in hydrothermally altered rocks around the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **39**, 191-204.
- Sawai, O., Yoneda, T. and Itaya, T. (1992) K-Ar ages of Chitose, Todoroki and Teine Au-Ag vein-type deposits, southwest Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **42**, 323-330 (in Japanese with English abstract).
- Sharp, Z. D. (1990) A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 1353-1357.
- Shimizu, T. (2012) Sulfur isotopic study of ore minerals and altered host rocks of Neogene-Quaternary overprinting hydrothermal systems in the Toyoha-Muine area, southwest Hokkaido, Japan. *Geochemical Journal*, **46**, 179-191.
- Shimizu, T. and Aoki, M. (2000) Fluid inclusion analysis at an area around Mt. Muine-Toyoha deposit. In *Report on the regionally geological and structural survey in south Hokkaido during the fiscal year Heisei 11*, Ministry of International Trade and Industry, Tokyo, 22-38 (in Japanese).
- Shimizu, T. and Aoki, M. (2001) Fluid inclusion and oxygen isotope studies of hydrothermal quartz from Yunosawa Stream and Nagatozawa Stream near the Toyoha Ag-Pb-Zn deposit, Hokkaido. *Resource Geology*, **51**, 133-144 (in Japanese with English abstract).

- Shimizu, T. and Aoki, M. (2011) Hydrothermal alteration and K-Ar ages of Neogene-Quaternary magmatic-hydrothermal systems at Toyoha-Muine area in southwest Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, **61**, 192-209.
- Shimizu, T., Aoki, M. and Kabashima, T. (2003) Near-infrared and visible light microthermometry of fluid inclusions in sphalerite from a possible southeast extension of the Toyoha polymetallic deposit, Japan. *Resource Geology*, **53**, 115-126.
- 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.
- Takakura, S. and Matsushima, N. (2003) Magnetotelluric investigation of the hydrothermal system and heat source in the Toyoha-Muine geothermal area, Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, **53**, 213-220.
- Utada, M. (1980) Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. *Mining Geology Special Issue*, **8**, 67-83.
- Watanabe, Y. (1990) Pull-apart vein system of the Toyoha deposit, the most productive Ag-Pb-Zn vein-type deposit in Japan. *Mining Geology*, **40**, 269-278.
- Watanabe, Y. and Iwata, K. (1986) Miocene stratigraphy around Toyoha mine, southwest Hokkaido. *Journal of the Geological Society of Japan*, **92**, 817-820 (in Japanese).
- Watanabe, Y. and Ohta, E. (1999) Late Miocene magmatic-hydrothermal systems in the Jozankei-Zenibako district, southwest Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, **49**, 59-74.
- Yahata, M. (2002) Evolution in space and time of Late Cenozoic hydrothermal activity and ore mineralization in Hokkaido, Japan. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, **73**, 151-194 (in Japanese with English abstract).
- Yajima, J. and Ohta, E. (1979) Two-stage mineralization and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **29**, 291-306.

Received June 10, 2013

Accepted August 21, 2013

北海道豊羽 - 無意根地域における
新第三紀 - 第四紀重複熱水系 脈石英の酸素同位体の研究

清水 徹

要 旨

熱水の起源を明らかにするため、CO₂レーザーマイクロプローブ法を用いて、豊羽-無意根地域の脈石英の酸素同位体の研究を行った。得られた石英の酸素同位体比データと既存の流体包有物研究によって得られた形成温度データを用いて、脈形成期の熱水の酸素同位体比は、-10~1.0‰と計算された。脈形成に関与した熱水系の年代値データと併せると、その酸素同位体比は、-6.3~1.0‰（中期~後期中新世）及び-10.6~-6.7‰（鮮新世~更新世）という二つの形成時期に分類された。既存の地質環境復元データに基づくと、中期~後期中新世の熱水の酸素同位体比は、天水、海水及びマグマ水が様々な割合で混合して熱水が形成されたことを示す。一方、鮮新世~更新世の熱水の酸素同位体比は、天水とマグマ水が混合して熱水が形成されたことを示すが、天水の割合が高かったことを示す。

1946 年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動曲線

梅田康弘*・板場智史

Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba (2013) Vertical variation curves on the Pacific coast of Shikoku before the 1946 Nankai earthquake. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 64 (7/8), p. 201–211, 7 figs, 3 tables.

Abstract: The long term vertical variations including 1946 Nankai earthquake have been obtained on the Pacific coast of Shikoku. However, the time of the datum just before the main shock was undefined, because it was obtained by human witness. From tidal record, the time was estimated to be between two high tides of which were the former spring tide and the day before the main shock. Within this time width, we proposed a logarithmic function to represent the vertical variation until the main shock. The time width was also confirmed by the witness testimonies for decrease of well water. We convert the decrease of well water to uplift of the ground. From the data of the time required for well water decrease and of the uplift of the ground, a gradient of the logarithmic function was estimated. The time width was limited from the vertical variation curves which were obtained from the level data of the Geographical Survey Institute and the gradient of logarithmic function. Finally, as a median of the time width, the time of the datum obtained just before the main shock was adopted to be 6.7days before the main shock. On the Pacific coast of Shikoku, the vertical variation curves until the main shock and the logarithmic functions as an approximate formula were determined. According to the function, it is estimated that in one month before the main shock, land has to 0.3m raised at Susaki, Kochi prefecture. This is consistent with witness testimony to say sea level has been reduced in Susaki bay.

Keywords: 1946 Nankai earthquake, vertical variation curve, Shikoku, well water, witness testimony

要 旨

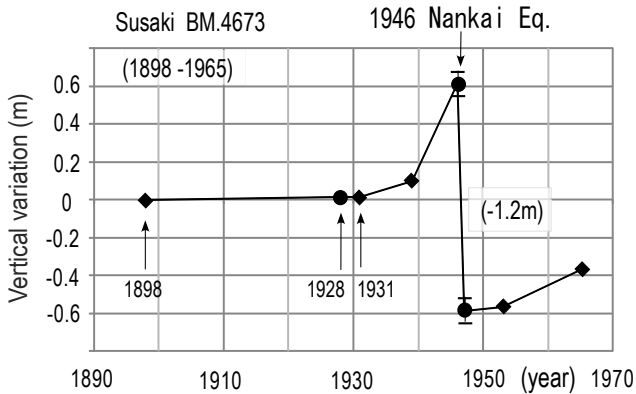
四国太平洋沿岸における 11 か所において、地理調査所（現在の国土地理院）による水準点測量成果と水路局（現在の海上保安庁海洋情報部）による資料を組み合わせ、1946 年南海地震直前までの地殻の上下変動曲線を求めた。水路局の資料のうち、「調査値」は地震時の上下変動量であるが、これは地震の前と後の潮位差を目視調査することによって得たもので、地震の前の何時の潮位と比べたかは不明である。本論では、この「調査値」の時刻を、潮位記録と目撃証言から推定した。後者については、目撃された井戸の水位低下量を土地の変動量に換算し、変動量の最大と最小から調査値の時刻の範囲を求めた。潮位記録から推定された時刻は、証言から求められた時刻の範囲内に収まることから、調査値の時刻は本震前日とその前の大潮時の満潮の間と推定した。最終的にはその中間の満潮時である 12 月 14 日 11 時（本震の 6.7 日前）を、本震前に調査値が得られた時刻と決定した。調査値の時刻が定められたことにより、本震直前までの上下変動曲線

を描くことができ、それを表現する近似関数も決定することができた。

1. はじめに

1946 年南海地震（以下、特に断らない限り本震と呼ぶ）に関係した地殻の上下変動は、地理調査所（現在の国土地理院）による水準測量結果が「測量成果」として公表されている（国土地理院，2009）。四国太平洋沿岸において残されている同地震前後の測量成果は 1939 年と 1953 年のみであり、前後 7 年間のデータは無い。一方、水路局（現在の海上保安庁海洋情報部）では港湾・漁港などの水深測定のため、本震前とその直後に、最寄りの地理調査所の水準点を基準とした上下変動の測定を行っており、これを「測定値」として公表している（水路局，1948）。また同局は、四国の太平洋沿岸部における測定を、本震前の 1927 年から 1928 年に行っている。

更に、港湾・漁港などにおいては、地震時の上下変動量を、本震の前と後の“同潮位時（例えば満潮時などの同じ潮位時）”の海水位の差を目視調査することによって求



第1図 高知県須崎市の水準点No.4673における長期間の上下変動グラフ(梅田・板場, 2011aから引用). 黒菱形印は国土地理院による測量成果. 黒丸印は水路局によるデータ. 南海地震前後の2つのデータは調査値で, 地震時に1.2 m沈降したことを示す.

Fig.1 Long-term vertical variation graph at the bench mark (BM) No.4673 of Geographical Survey Institute (GSI) at Susaki, Kochi prefecture. (after Umeda and Itaba 2011a). Solid circles and diamonds show the data of Hydrographic Bureau (HB) and the survey results by GSI, respectively. Two data before and after the 1946 Nankai earthquake show the survey values obtained by HB. 1.2 m in figure shows the amount of subsidence by the earthquake.

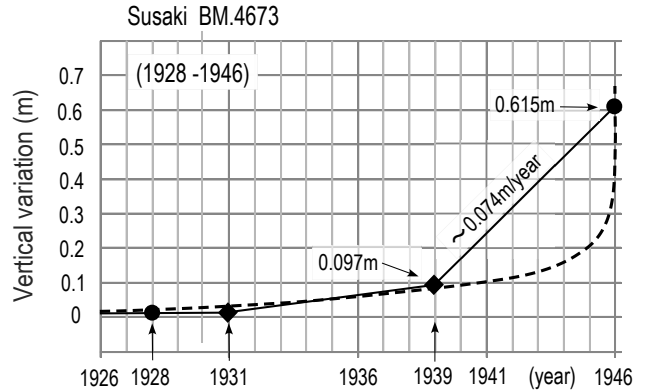
め, これを「調査値」として公表している(水路局, 1948). こうした公表資料には, 以下の2点の問題点が指摘されている. まず第一に, “同潮位時”と言っても本震の前日のそれと比べたのか, もっと前の潮位と比べたのかは分からず, 「調査値」が得られた時刻が不明な点である. 第二に, 調査値の振幅, すなわち地震時の変動量に関しては, 目視であることと長期間の海面変動などを考慮して0.3 mの誤差があるとされている点である(水路局, 1948).

本論では, 上記の問題点のうち, 特に前者の「調査値」において, 本震直前の値(以下では「本震直前の調査値」と呼ぶ)の時刻を, 潮位記録や目撃証言などを利用して特定することを試みる. 誤差付きであれ, 時刻が特定できれば「調査値」をデータとして扱うことができ, 地理調査所の測量成果と組み合わせることによって, 上下変動の時間変化を描くことが可能となる.

2. 長期間の変動グラフの描き方

地理調査所と水路局の資料を組み合わせた長期間の変動グラフは, 梅田・板場(2011a)によって四国太平洋沿岸の13か所で得られているが, ここでは高知県須崎市を例に, 梅田・板場のグラフの描き方を紹介した上, 問題点を述べる.

第1図は, 梅田・板場(2011a)によって示された, 1898



第2図 第1図の1926年—1946年を拡大した上下変動グラフ. 点線は目撃証言から予想される変動.

Fig.2 An extended graph of 1926-1946 in Fig.1. Dotted curve is expected by the witness testimonies of the inhabitants.

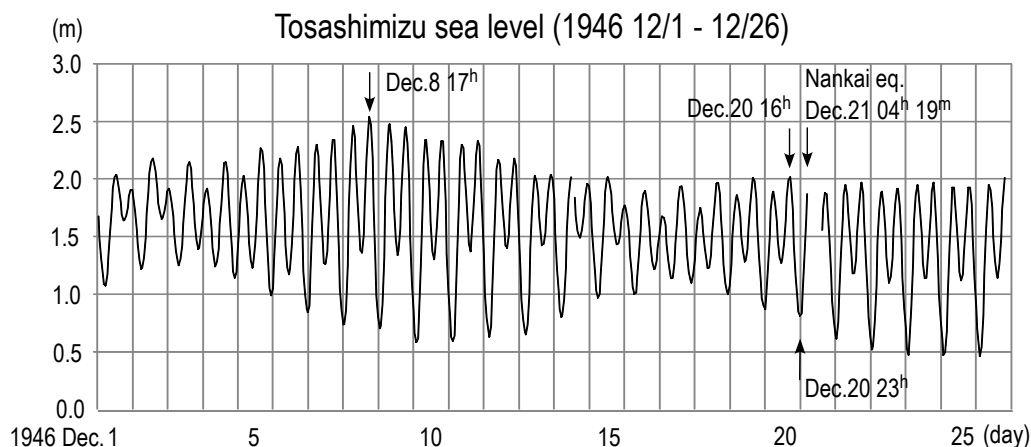
年から1965年における須崎市の上下変動を示したものである. 同図中菱形印は地理調査所による須崎市の水準点(BM.4673)における測量成果であり, 1898年の最初のそれを基準(ゼロ)としてプロットしている. 3つの黒丸印は水路局によるデータセットで, 1928年と本震後(1947年)のふたつの黒丸は改測から得られた測定値である. 本震の直前直後のふたつのデータは須崎湾における調査値であり, 本震時に須崎湾では1.2 m沈降した事を示している. 地理調査所のデータセットと水路局のそれは独立したものであるため, それらを結合させるため, 後者のデータセットを嵩上げて前者のそれに繋いでいる. すなわち地理調査所の1898年と1931年のふたつの成果から内挿された1928年の値に, 水路局の最初(1928年)の値を一致させている.

地理調査所の基準は東京湾の平均海面であるのに対して, 水路局のそれは各港湾(第1図は須崎湾)における平均海面である. また水路局の測定値は長期間の海面変動の補正がなされていない事, 調査値は目視である事なども考慮して, 誤差は最大で0.3 mとされている(水路局, 1948). 図ではこの誤差を, 本震の前と後とに0.15 mずつ振り分けてエラーバーを付している.

3. 変動曲線を近似する関数の提案

本論では, 本震直前の変化を詳しく議論するため, 第1図の1926年—1946年を拡大した(第2図). ただし, 第1図, 第2図とも図中の実線はデータを単に直線で結んだだけで, 必ずしも隆起が直線的に進行したわけではないので注意が必要である.

一般に非地震性の地殻変動では, 隆起速度が1 cm / 年を超えるような場合は異常隆起と考えられており(例えば, 力武, 1976), 第2図に示したように年間7.4 cmの



第3図 土佐清水における潮位記録(小林・他, 2002から引用).

Fig.3 The tidal data at Tosashimizu (after Kobayashi, et al., 2002).

隆起が7年間も続いていたとは考えにくい。1946年南海地震前の異常現象については、いくつもの目撃証言が残されているが、証言者が異常と感じたのは早くも本震の1週間程前、大半は前日か直前である(例えば、水路局, 1948; 高知県須崎市, 1995; 中村, 2009)。これらの事を考えると、隆起は第2図に点線で示したように、本震直前になってから大きく進展したものと考えられる。

この曲線を表現する近似関数としては、指数近似、対数近似、累乗近似などが考えられるが、データのフィテイングが比較的良好で、第2図の曲線に近い次の対数関数を、本論では提案したい。

$$D = -a \cdot \ln(t) + D_0 \quad (1)$$

時間を表す t の単位は日数(day)とし、本震の発生日(1946年12月21日)から過去にさかのぼる。

4. 潮位データを参考にした本震直前の調査値の時刻の推定

前節の近似関数を用いて変動曲線を描くには、本震直前の調査値はデータとして必要不可欠であるが、「はじめに」でも述べたように、水路局による本震直前の調査値の時刻は不明である。本節では、本震直前の調査値の時刻を特定するために土佐清水の潮位データを参考に、調査値の時刻の推定を行う。

土佐清水における1946年12月1日から同月26日までの1時間毎の潮位(小林ほか, 2002)を、第3図に示した。土佐清水と須崎市は75 kmほど離れており、天文潮位の時刻差は2012年1年間の平均で6分だけ須崎のほうが早い。本節のような議論では潮位の時刻差は無視できる程度と判断した。

ある事象を挟んだ前と後の潮位を比較する場合、通常は干潮時あるいは満潮時における比較を行うことが多い

ため、本震直前の調査値もそのどちらかにおける潮位を参照したと仮定した。本震直前の干潮と満潮を調べると、干潮時刻は12月20日23時頃、満潮時刻は20日16時頃である。前者は夜であり、当時を目撃された潮位としては後者の可能性が高いと思われる。本震前の大潮の満潮時は12月8日17時頃である。目視という観点からは、このふたつの日時、あるいはそれらの間の満潮時が推定時刻の候補としては可能性が高い。

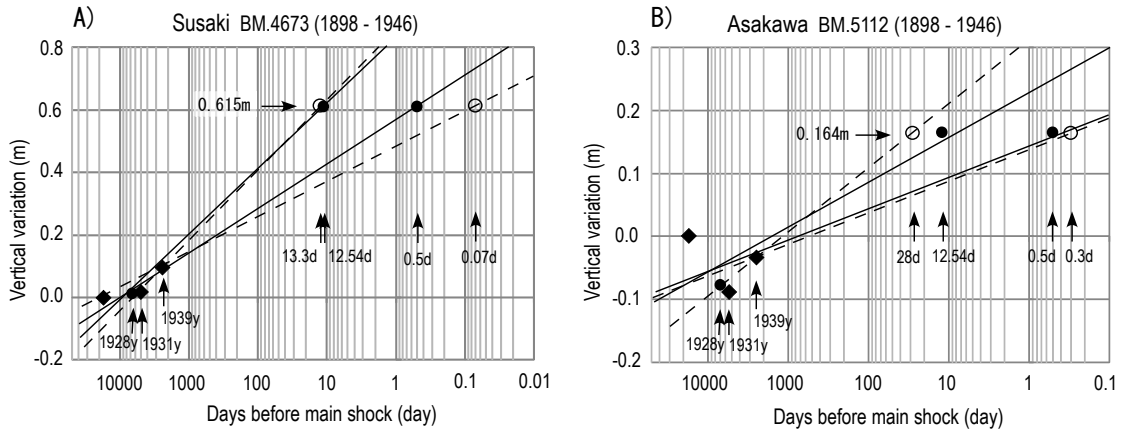
須崎市における第1図の南海地震前のデータを片対数グラフにプロットした図が第4図-Aであるが、本震直前の調査値(0.615 m)については、上記の議論により、20日16時(本震の0.5日前)と8日17時(本震の12.54日前)のふたつの場合を仮定し、黒丸印でふたつの時刻にプロットした。この2つのデータ(黒丸印)それぞれに、1939年以前のデータを加えて2組のデータセットとし、それぞれに(1)式を用いて最小二乗法で求めた曲線を図中に2本の実線で示した。

後述の浅川においても同様の方法で描いたグラフを第4図-Bに示した。なお、2012年1年間の浅川と土佐清水との天文潮位の差は平均で13分だけ浅川のほうが早い。須崎市の場合と同様に、浅川においても潮位の時間差は本論の議論では無視できる程度と判断した。

潮位に基づく時刻範囲の推定は、ひとつの方法ではあるが、その範囲でなければならないという必然的な理由に欠ける。例えば、本震の前の大潮時と言っても、上述のそれよりも更に前の大潮時の可能性を否定できない。

5. 目撃証言を参考にした本震直前の調査値の時刻の推定

この節では本震前に発生した井戸水の低下に関する目撃証言から、本震直前の調査値の時刻の推定を試みる。



第4図 本震前の調査値の時刻を推定するための曲線。横軸は1946年南海地震発生年からさかのぼった日数。1928年を除く黒丸と白丸は、潮位記録から推定された本震直前の調査値の時刻と、井戸水低下の証言から推定した時刻にプロットされている。縦矢印と横矢印付の数字はそれぞれ本震前の日数又は年数と本震直前の調査値。

Fig.4 The curves in order to estimate the time of the survey values just before the main shock. Abscissa axis shows the days before the 1946 Nankai earthquake. Solid and open circles excluding 1928y are plotted at the times estimated from the tidal data and the witness testimonies for the decrease of well water, respectively. The numerals with vertical and horizontal arrows indicate the day or year and the survey value just before the main shock, respectively.

本研究では、まず井戸水の低下量を地殻の上下変動量に換算した。次いで上下変動量の範囲(最大と最小)を仮定し、井戸水が低下した時間から上下変動の変動速度(変動勾配)の範囲を求めた。この勾配と国土地理院による測量成果とから時刻推定のための曲線を求め、推定される時刻の範囲を絞り込んだ。

5-1. 地下水位の低下量と土地の隆起量との関係

三角洲や砂州にある井戸の水位は、僅かな土地の隆起によっても大幅に低下するというモデルが、梅田ほか(2010)によって提案されている。このモデルを基に、地下水構造がわかっている場合については、土地の隆起量と地下水の低下量との関係式が導かれている(梅田・板場, 2011b)。本研究でもこの関係式を適用しようとしたが、研究地域の地下水構造がわかっていなかった。そのため、地下水構造が異なる場合の水位低下量と土地の隆起量の間関係を求めることにした。

地下水構造のわかっている高知県黒潮町佐賀地区では、土地の隆起量($h_i - h_j$)と地下水位の低下量(Δd)との関係式が2次元モデルで次式のように導かれている(梅田・板場, 2011b)。

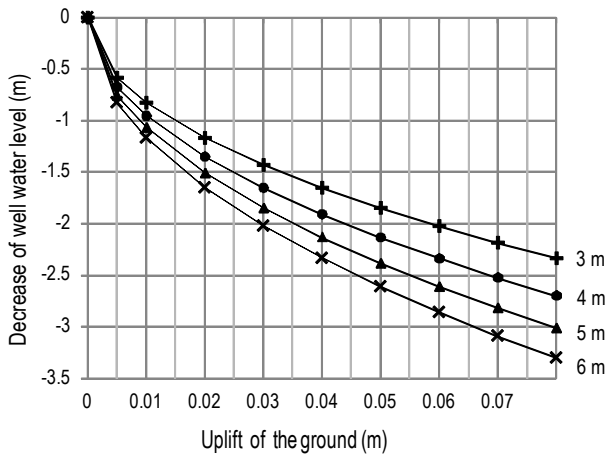
$$\Delta d^2 = 2\alpha (h_i - h_j) \cdot d \tan \phi_2 / \tan \theta \quad (2)$$

梅田・板場(2011b)の論文にある第3式では、土地の隆起量は Δh と表現しているが、本研究ではある時刻 t_i と t_j の間の隆起量という意味で($h_i - h_j$)に書き替えている。 α は海水の比重と淡水のそれとの比から求められる値であり、一般に40が採用されている。 d は帯水層の厚さ(深さ)で、佐賀地区の場合は4 mである。 ϕ_2 は陸地にお

ける地下水位の水位勾配である。三角洲や砂州のように地面の勾配が小さな所では、 ϕ_2 も小さな角度であり、佐賀地区の場合は実測の結果0.22度である。 θ は陸側に浸み込んでいる海水と、その上の淡水との境界面が水平面とのなす角度であり、一般的にだいたい1度かそれ未満である。佐賀地区の場合は0.76度であった。なお土地の隆起量($h_i - h_j$)、地下水位の低下量(Δd)、帯水層の厚み(d)の単位はm、角度は度(degree)である。

(2)式は佐賀地区の地下水構造を基に導かれたものであるが、海水と淡水とがバランスを取っている三角洲や砂州では、他の所でも成り立つと考えられる。なぜなら、同式のパラメータのうち、海水と淡水の比重が同じであれば α はどこでも同じであるし、 ϕ_2 、 θ も他の三角洲において大きく変わる事はないと思われるからである。場所によって異なるのは帯水層の厚さ(深さ) d であるが、そこで帯水層の厚さ(d)を変えて、(2)式から得られる土地の隆起量と井戸水の低下量の間関係を第5図に示した。帯水層の厚さ(d)以外のパラメータは上述のように佐賀地区での値を採用した。

(2)式が成り立つのは、水位の低下量(Δd)が帯水層の厚みに達するまでであり、それ以上に低下する場合は、土地の隆起量と水位の低下量はほぼ同じになる(梅田・板場, 2011b)。証言による井戸の水位低下は2 m ~ 3 mであることから、帯水層の厚みは薄い場合でも3 m程度はあったと考えられる。土地の隆起量、井戸水の低下量、帯水層の厚みの関係を示した第5図からもわかるように、帯水層は厚くなるほど、僅かな土地の隆起によっても井戸の水位は大きく低下するので、厚い帯水層の三角州又



第5図 本文中の(2)式による土地の隆起量と井戸水の低下量。各曲線の右の数値は帯水層の厚み。

Fig. 5 Decrease of well water against uplift of ground based on the equation (2) in the text. Attached numeral at each curve indicates the thickness of aquifer.

は砂州では、広い範囲で多くの井戸の水位が低下すると考えられる。しかし実際にはそうではなく、本震の前に井戸の水位が低下したという目撃証言があった集落においても、水位の低下に気付かなかったという井戸のほうが多く、2 m ~ 3 mも低下した井戸は希と言ってよいほどである。このことから帯水層の厚みは、佐賀地区における4 mと大幅には変わらず、最大でも6 m程度と仮定する。

5-2. 井戸水が低下した時間から推定される上下変動の速度(変動勾配)

水路要報(水路局, 1948)によれば、1946年南海地震の前に井戸の水位が低下したという証言は、四国の太平洋沿岸における8か所で報告されている。そのうち水位低下に関する時刻が推定可能なのは、高知県土佐市新居地区(本研究)と、徳島県海陽町奥浦地区(重富ほか, 2005)の2か所である(第6図)。本震発生日時は12月21日04時19分頃であるが、新居地区の証言によれば「本震発生前日の20日朝6時か7時頃は、自宅の井戸水(水深3 m)を汲むことができたが、夕方4時か5時には水がなくなっていた」そうである。一方、奥浦地区での証言では「自宅の井戸水をポンプで汲みあげていた。20日の昼頃までは異常なかったが、夕方から汲み上げにくくなり、20時頃には汲みあげられなくなった。21日午前0時頃、近くのつるべ式の共同井戸で水を汲もうとしたがロープが足りず2 mほど継ぎ足して汲んだ。汲んだ水は濁っていた」とある(重富ほか2005, 梅田ほか2010)。

新居地区の井戸の場合、本震の21時間~22時間前に

第1表 土地の隆起量($h_i - h_j$)に対して、本文中の(3)式から求められた変動勾配(a')。 D_0' と t' は本文中の(1)式から求められた値。

Table.1 The gradient (a') in equation (3) for each uplift ($h_i - h_j$) of the ground. D_0' and t' is obtained from equation (1).

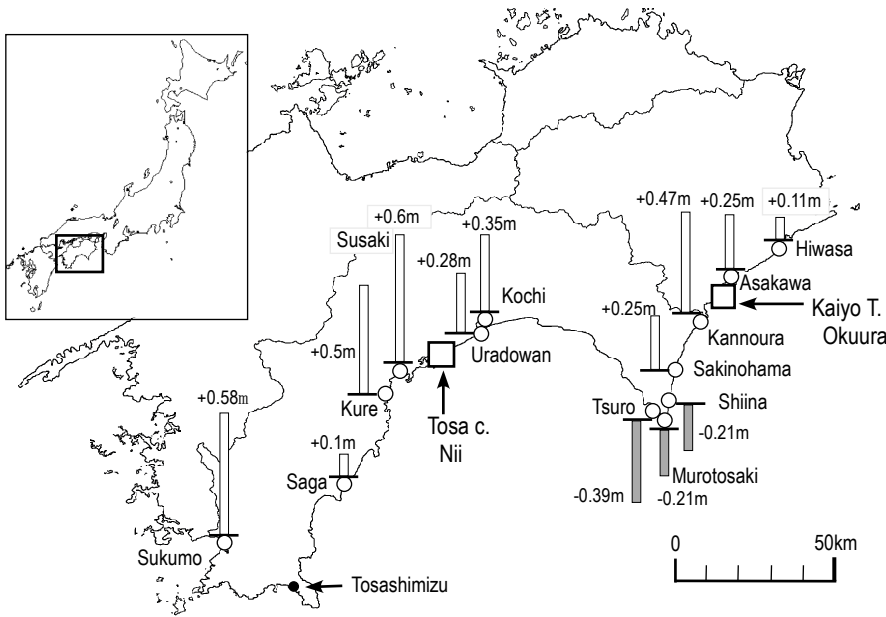
	Susaki		Asakawa	
$h_i - h_j$ (m)	0.03	0.06	0.03	0.06
a' (m/day)	0.049	0.098	0.022	0.043
D_0' (m)	0.483	0.869	0.138	0.308
t' (day)	0.07	13.3	0.3	28

は井戸水は汲めたそうだが、その時点で満水、つまり水深が3 mあったかどうかはわからない。生活用水に使われている浅井戸では降雨の多い時と渇水期とでは2 m以上の変化があることが知られているし(梅田ほか, 2010)、本震が発生した12月は渇水期でもあるので、満水状態でなかった可能性も考えられる。また、地震前の地殻変動の影響で、井戸の水位も徐々に低下しつつあったと思われるが、水が汲めていた時には気付かなかったということも否定できない。こうした不確実性を考慮し、ここでは本震前日の朝(本震の約22時間前)から夕方(約12時間前)までに2 mの水位低下があったと仮定した。同様に、海陽町奥浦地区の井戸では、証言により本震の約16時間前から4時間ほど前までに2 mの水位低下があったと推定された。

第5図から、仮に帯水層の厚さが3 mから6 mであった場合、水位が2 m低下すると土地は0.03 mから0.06 m隆起することが考えられる。このふたつの値が土地の隆起の最小と最大であると仮定し、証言された時間から、それぞれに対して土地の隆起速度を求めてみた。ここで言う隆起速度とは、変動量を単純に時間で除したものではなく、(1)式の係数(a)を指す事から、以下では変動勾配と呼ぶ事にする。すなわち仮定した対数関数の勾配である。

$$時刻 t_i \text{ と } t_j \text{ 間の対数関数の勾配}(a') \text{ は(1)式より,} \\ a' = -(h_i - h_j) / \ln(t_i / t_j) \tag{3}$$

である。ただし、最終的に提案する対数関数の勾配(a)と区別するため、ここで求める勾配にはダッシュ (')をつけてある。 t は本震発生前の日数(day)としているので、土佐市新居の証言による12時間前と22時間前はそれぞれ、 $t_i = 0.5$, $t_j = 0.92$ dayであり、徳島県海陽町奥浦地区については、20日の昼頃(本震の約16時間前)には異常なく、21日の午前0時(本震の約4時間前)には汲めなくなったということから、 $t_i = 0.17$, $t_j = 0.67$ dayである。新居地区と奥浦地区における土地の隆起量($h_i - h_j$)に対する変動勾配(a')を第1表に示した。



第6図 1931年から1946年南海地震までの上下変動量. 白丸は長期間の上下変動が求められた13地点, 白四角は井戸水低下の時刻に関する証言が得られた2地点を示す. 数字を付した白抜きと影を付けた棒は地殻の隆起と沈降の量を示す.

Fig.6 Amount of vertical variations from 1931 to 1946 Nankai earthquake. Open 13 circles and 2 squares indicate the points where were obtained the long-term vertical variations and the information of the time for well water decrease, respectively. Open and shaded bars with numerals indicate uplift and sinking values of the crust, respectively.

5-3. 井戸水低下に関する証言から調査値の時刻を絞り込む

前節で求めた変動勾配を用い, 須崎を例として本震直前の調査値の時刻の絞り込みを行う. 証言の得られた土佐市新居地区と須崎市は18 km弱離れているが, 変動の時間に関して大きな違いはなかったとする. すなわち変動勾配 (a') は新居と須崎で同じと仮定する. 変動勾配 (a') と, ある時刻 (t') における値 (D') が決まれば, (1) 式は一義的に決定される.

地理調査所による須崎市 (BM.4673) における本震前の測量成果 ($0.0974 \text{ m} = D'$) は, 本震発生の2555日前 (1939年) ($t' = 2555 \text{ day}$) に得られている. 本論の(1)式を用い, これらの値と, 第1表に示された2つの場合の変動勾配 (a') から, それぞれの D_0' を決定して t' を求めた (第1表). 同表から, 須崎市における変動勾配が新居地区と同じく0.049ないし0.098であった場合, 本震直前の調査値が目視で得られた時刻は0.07日前 (1.7時間前) ないし13.3日前だったと推定される. 第4図-Aには, 須崎における本震直前の調査値 (0.615 m) がふたつの t' の位置に白丸でプロットされている. 図中の点線は白丸と1939年の値を結んだものである.

須崎市と同様の方法で, 海陽町奥浦の井戸に関する目撃時刻を, 奥浦から5.5 km離れている浅川のデータに適用し, 本震直前の調査値が得られた時刻の絞り込みを行った (第1表, 第4図-B). それによれば, 浅川の変動勾配が奥浦と同じ0.022ないし0.043であった場合, 本震直前の調査値 (0.164 m) が目視で得られた時刻は0.3日前

(7.2時間前) ないし28日前だったと推定される.

この節で議論した井戸水に関する証言からの絞り込みは, 仮定が多く絞り込んだ時刻にもかなりの幅がある. 一方で, 須崎市と浅川において得られた値により, 潮位から推定した時刻が更に長くならないような拘束条件を与えている.

本研究では, 本震前の調査値の時刻は, 潮位記録から推定されたふたつの時刻の範囲内にあるものとし, その中間の時刻に近い満潮時刻を採用する事にした. 中間の時刻は12月14日15時30分であるが, それに最も近い満潮時刻は同日の11時頃であり, 本震発生の6.7日前である. この日時を本震直前の調査値が得られた時刻と決定する. 誤差の範囲は大潮の満潮時である12月8日15時 (本震発生の12.54日前) から前日の満潮時の12月20日16日 (本震発生の0.5日前) までとし, 変動グラフの時間軸にはこの日数をエラーバーとして付ける事にする.

6. 測量成果と証言から求められた変動曲線

四国の太平洋沿岸では長期間の変動を示すグラフが, 第6図の白丸印で示した13か所で求められている (梅田・板場, 2011a). 全点について, 前節の議論によって得られた本震直前の調査値の時刻を含むデータセットを第2表に示した. これらを片対数グラフ上に描いたのが第7図の左側の図である. 縦軸は1898年を基準とした上下変動量, 横軸は1946年南海地震発生年から過去にさかのぼった日数である.

昭和南海地震前の地殻の上下変動 (梅田・板場)

第2表 1898年から1946年南海地震までの上下変動. GとHは地理調査所と水路局のデータである事を示す. かつこ付の年の水路局のデータは地理調査所のデータに一致させた値.

Table. 2 Vertical variations from 1898 to 1946 Nankai earthquake. G and H indicate the data from Geographical Survey Institute (GSI) and Hydrographic Bureau (HB), respectively. Data of HB in the year with the parenthesis imply the shifted data to combine with that of GSI.

	GSI or HB	days before eq.	Sukumo BM.4620	Saga BM.4644	Kure BM.4668	Susaki BM.4673	Uradowan BM.5002	Kochi BM.5003	Tsuro BM.5142	Murotosaki BM.5140	Shiina BM.5136	Sakinohama BM.5131	Knnoura BM.5121	Asakawa BM.5112	Hiwasa BM.5101
1898	G	17520	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
(1927)	H	6935									-0.219	-0.1635	-0.084	-0.0758	-0.224
(1928)	H	6570		-0.0094	0.0108	0.0154	-0.0148	-0.0185	-0.2715	-0.2813					
1931	G	5475		-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	G	5110	0.0161												
(1936)	H	3650	0.0447												
1939	G	2555	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	H	6.7	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

第3表 2つの期間における本文中(1)式の係数(a)と定数(D₀).

Table.3 Coefficient (a) and constant (D₀) in equation (1) in the text for two periods.

period (year)		Sukumo BM.4620	Kure BM.4668	Susaki BM.4673	Uradowan BM.5002	Kochi BM.5003	Tsuro BM.5142	Murotosaki BM.5140	Shiina BM.5136	Sakinohama BM.5131	Knnoura BM.5121	Asakawa BM.5112
1898 - 1946	a (m/day)	0.08	0.069	0.083	0.037	0.047	-0.074	-0.05	-0.031	0.022	0.067	0.029
	D ₀ (m)	0.733	0.637	0.764	0.333	0.415	-0.85	-0.64	-0.427	0.836	0.539	0.205
1931(*) - 1946	a (m/day)	0.086	0.072	0.088	0.039	0.05	-0.065	-0.037	-0.02	0.035	0.079	0.036
	D ₀ (m)	0.757	0.65	0.784	0.343	0.43	-0.809	-0.587	-0.382	0.136	0.587	0.234

*Sukumoは1932-1946

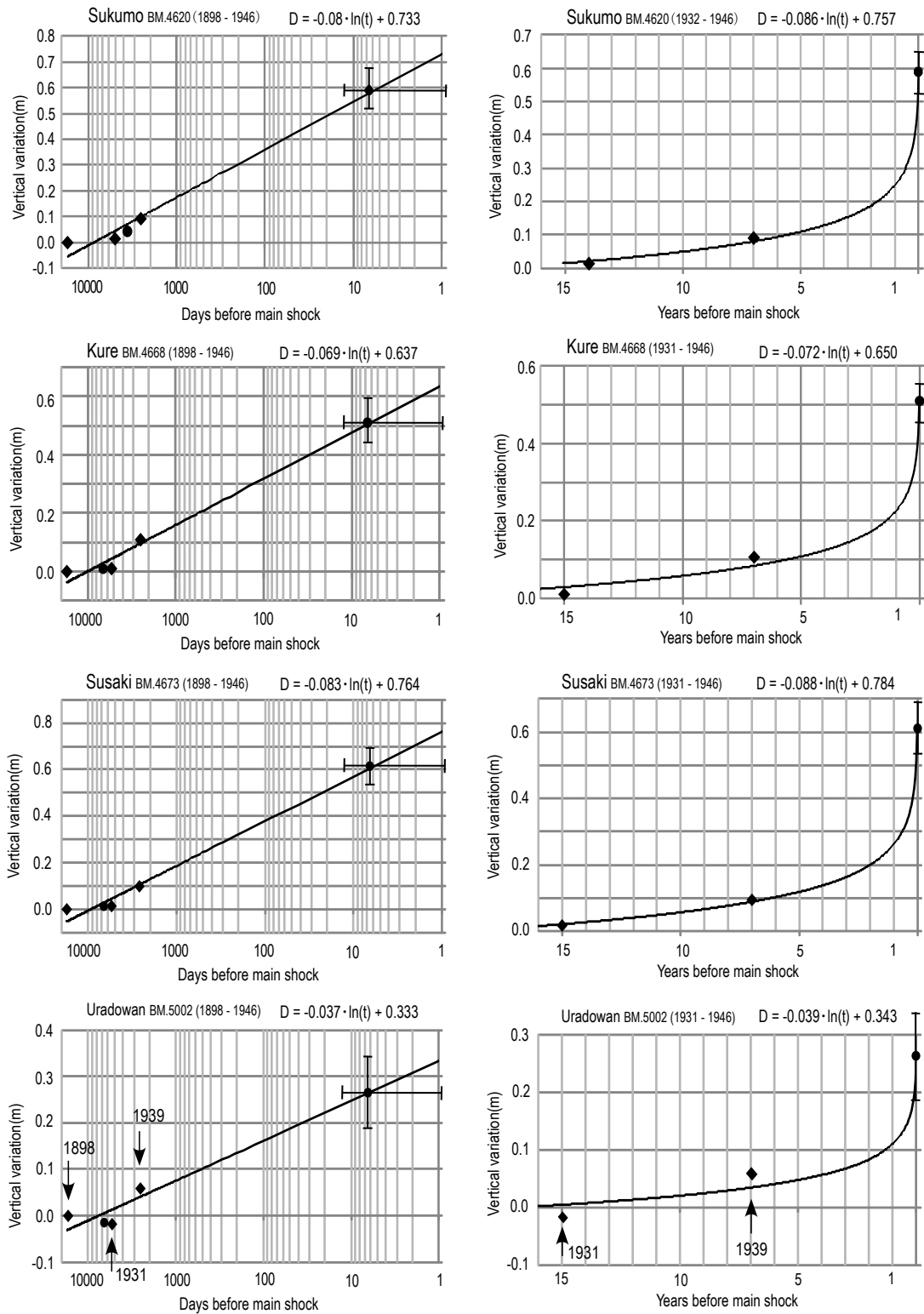
第6図には1931年から本震直前までの隆起と沈降が棒グラフと数値で示されているが、佐賀と日和佐の変動は0.1 m程度と変化が小さく、誤差0.15 mの範囲内であるため第7図のグラフには示していない。全期間(1898年-1946年)のデータから求められた各地における対数関数の勾配(a)とD₀は第3表にまとめて記した。5節では(1)式を、調査値の時刻を推定するために利用したので、勾配(a)やD₀にはダッシュを付していたが、本節以降では本来の目的である地殻の上下変動曲線を近似する関数のパラメータであるのでダッシュはつけていない。

第2表で、年号に括弧を付した年の値は、2節でも述べたように、水路局のデータを地理調査所のデータに結合させるために、1898年と1931年のふたつの測量成果から内挿された1928年の値に、人為的に一致させた値である。この値を除くと、1931年(宿毛は1932年)以前で有意な値は、本震発生の33年前の1898年のそれになるが、本震直前の変動を見るには、期間が余り離れた値を用いて近似するよりは、本震に近い有意な3つの値を用いたほうがよいと考え、1931年以降のデータを用いて求めた変動曲線も第7図の右側に線形グラフで示した。この図においても縦軸の基準(変動値のゼロ)は1898年とし、横軸は本震発生前から過去にさかのぼった年数をとってある。1931年(宿毛は1932年)以降の3つのデー

タから(1)式によって求められた各地における勾配(a)とD₀は第3表に記した。

第6図または第7図で、本震時に隆起した室戸岬付近では地震前は沈降しており、逆に本震時に沈降した領域では地震前までは隆起していたことがわかる。本震前に最も隆起量の大きかった須崎と、沈降量の大きかった津呂について、第7図右側の各グラフの上を示された式を用いて時系列を見てみる。本震の10年前の1年間の変化は須崎では0.009 mの隆起、津呂では0.007 mの沈降である。10年前の1年間の差は(1)式により、10.5年と9.5年の(1)式のDの差である。本震の5年前の1年間(4.5年と5.5年のDの差)では須崎は0.018 mの隆起、津呂は0.013 mの沈降、同様に1年前では前者は0.1 mの隆起、後者は0.07 mの沈降と、隆起・沈降共に本震に近づくにしたがって変化が急速に大きくなる。

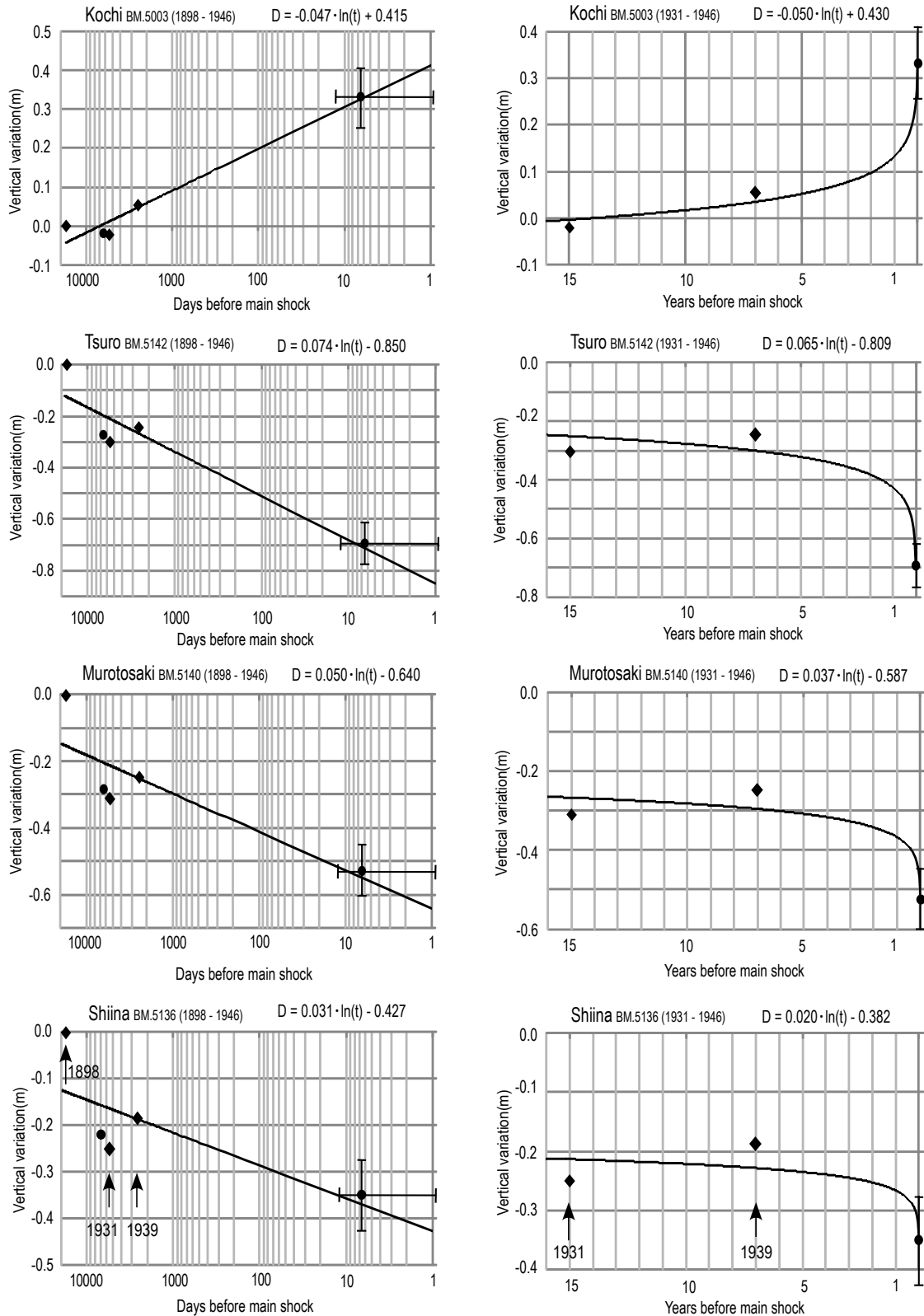
数日前の変化についても議論したいが、(1)式は関数の性質上、本震直前では発散してしまうので、あまり直前までは外挿できない。ここでは1日前(12月20日04時)の値(D)と比較することにする。1か月前と比べると須崎では0.3 mの隆起、津呂では0.22 mの沈降、1週間前との比較では前者は0.17 m隆起、後者は0.13 m沈降である。須崎のように、1ヶ月で0.3 mも隆起すると、海水位の低下に気付く人もあるだろう。事実、須崎湾の一部である



第7図 上下変動曲線と曲線を近似する対数関数. 左側のグラフ：片対数グラフに示した長期間(1898-1946)の変動曲線. 右側のグラフ：線形グラフに示した短期間(1931-1946)の変動曲線. 両側のグラフ共、縦軸は1898年を基準とした上下変動量、横軸は1946年南海地震発生年から過去にさかのぼった日数または年である。

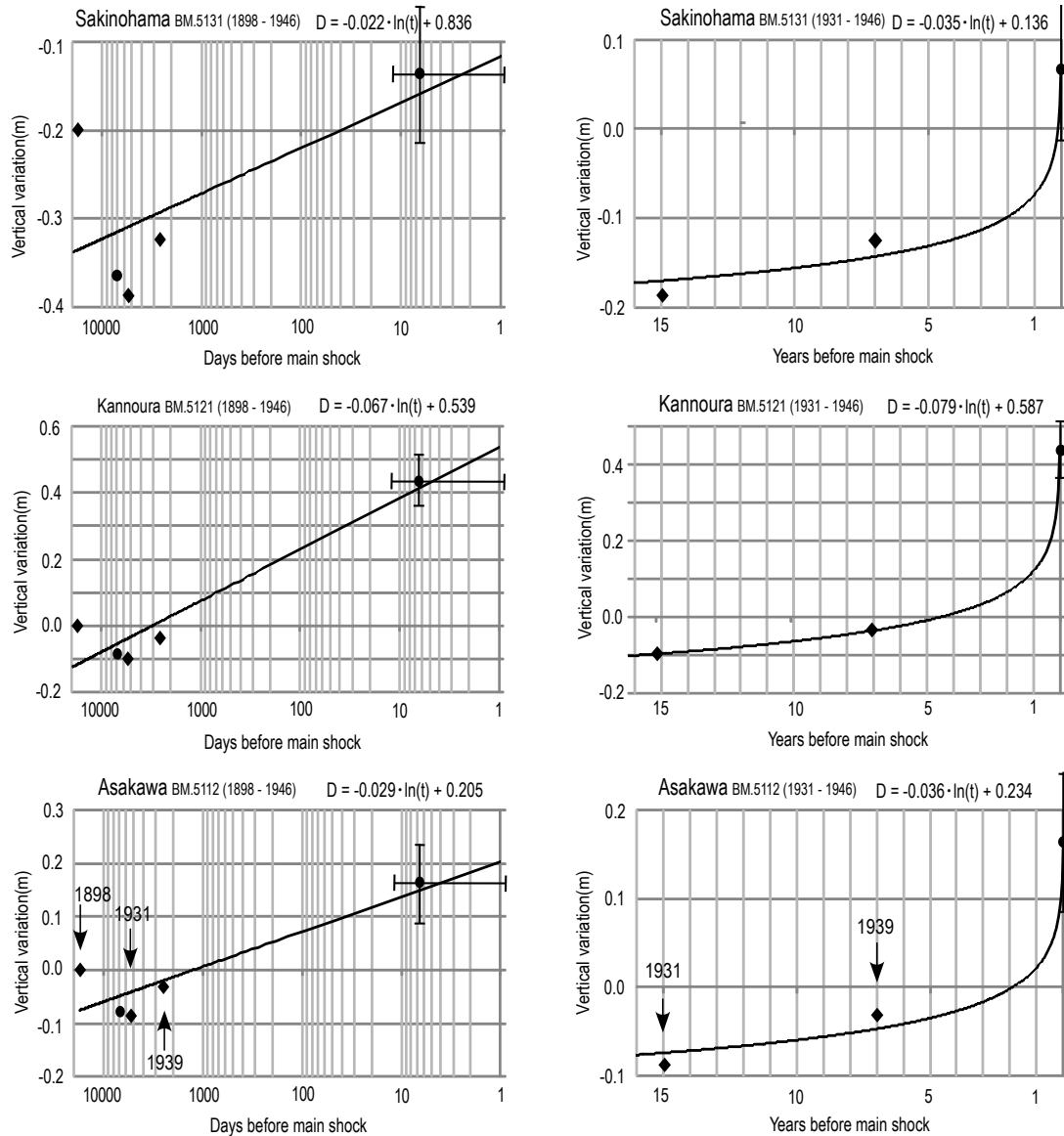
Fig.7 Vertical variation curves and the logarithmic functions that approximate the curve. Graphs in left and right side show the long(1898-1946) and short (1931-1946) term vertical variation curves shown in semi-logarithmic and in linear graph, respectively. Each datum on the vertical axis, in both graphs, is plotted relative to that of 1898. Horizontal axis represents the days or years going back to the main shock occurred.

昭和南海地震前の地殻の上下変動 (梅田・板場)



第7図 続き.

Fig.7 Continued.



第7図 続き.

Fig.7 Continued.

野見湾では、「(地震の前前日の) 19日頃から干潮時には海水がいつもより引いていた」と言う証言がある(須崎市, 2012). 須崎湾や宇佐湾(第6図のTosa C. Niiの約2 km西)では, 本震の数時間前には「帰港した漁船が接岸できないほど海水位が低下していた」と言う証言も複数あり, 第7図のように須崎付近での隆起は, 本震発生に向けて急速に進展したものと思われる.

7. 議論

目撃証言から本震直前の調査値の時刻を絞り込むための曲線は, 第4図の点線に示されているが, データのフィッティングを見るかぎり, 得られた結果に大幅な不

都合はなさそうである. 須崎は13.3日前, 浅川は28日前を通る点線は比較的良好に合っている. このことは逆に, 証言から時刻推定までのいくつかの仮定には大きな誤りはなかったとも言える.

変動を近似する際に対数関数を採用したが, このような単調な関数は, 常に隆起傾向にある四国西部の宿毛, 久礼, 須崎ではよく近似できる. しかしながら浦戸や高知では, 1898年-1931年は僅かに沈降傾向であり, 四国東部の椎名, 甲浦, 浅川ではその傾向がいっそう顕著になるため, 長期間になるとデータのフィッティングは悪くなる(第7図左側参照). また, 本震前には沈降傾向であった津呂, 室戸崎, 椎名での1939年の一時的な隆起も表現できない. このような変動を表現するためには,

ゆるい振動項を持つような関数の提案も、将来は必要と思われる。

本研究で得られたのは1946年南海地震の前の上下変動曲線であるが、これを次の南海地震の予測曲線の出発モデルとして利用することが望まれる。想定東海地震に関しては、気象庁はシミュレーションによる歪曲線を採用し、情報の発表基準を設けているが(例えば、宮岡・横田, 2012; 気象庁, 2013), 南海地震についてもいずれ予測曲線と呼ばれるような物差しが必要になる。本論で求められたのは、各地点での地表における上下変動曲線ではあるが、変動の主な原因はフィリピン海プレートと陸のプレートとの相互作用の一環と考えられ、相互作用(例えば固着域の広がりや固着の程度など)をモデル化すれば、水平変位や歪にも変換でき、応用範囲は広がるものと期待される。

8. まとめ

1946年南海地震に至るまでの地殻の上下変動曲線を描き、それを表現する近似式を提案した。本研究以前に、同地震を含む長期間の上下変動は、地理調査所の測量成果と水路局の測定値及び調査値を組み合わせることによって、四国の太平洋沿岸の13か所で得られていた。本震時の変動である調査値は、本震前と後の同じ潮位の海水位の差から得られたものであるが、本震前の「何時」と比較したのかは不明だった。本論では、潮位データ及び目撃情報を基に、本震直前の調査値の時刻を推定することにした。

本論で検討した結果、潮位から推定した時刻範囲の中央に近い満潮時、12月14日11時(本震の6.7日前)を調査値の時刻と推定できた。この結果を用い、四国の太平洋沿岸部において変動量が誤差(0.15 m)を超える11か所で、本震直前までの変動曲線を描くことができた。またそれを表現する近似式を提案した。この近似式によれば、須崎では本震発生前の1ヶ月から1日前までの間に0.3 mの隆起があったと推定される。この隆起量は海水位低下に関する証言を裏付けられると思われる。

謝辞: 目撃証言の収集に同行し、支援していただいた土佐市宇佐町の中村不二夫氏、貴重な証言をいただいた同市新居の松岡繁喜氏にお礼申しあげます。編集委員の澤井祐紀氏並びに査読者の行谷佑一氏のコメントと指摘は論文改善に非常に有効でした。本研究を支援していただいた産総研活断層・地震研究センターの小泉尚嗣主幹研究員、同センター地震・地下水チームの松本則夫チーム長はじめチームの皆様へ感謝します。

文 献

- 気象庁(2013 5/7) 東海地震に関連する情報の発表基準。
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tokai/tokai_info_criterion.html (2013年5月7日参照)
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫・檜垣将和(2002) 1944年東南海地震前の潮位変化と当時の潮位資料. 験震時報, **65**, 1-43.
- 高知県須崎市(1995) 海からの警告—南海地震・チリ地震津波録一. 須崎市企画課編集, 須崎市, 151p.
- 高知県須崎市(2012) 海からの警告 第二集. 須崎市, 256p.
- 国土地理院(2009) 水準点平均成果表. 国土地理院情報サービス館, つくば.
- 重富國宏・梅田康弘・尾上謙介・浅田照行・細義信・近藤和男・辰巳賢一 (2005) 資料・証言にみる南海地震前の井水涵れ及び異常潮位. 京都大学防災研究所, 48-B, 191-195.
- 中村不二夫 南海地震は予知できる(2009). 高知新聞企業文化出版, 高知市, 301p.
- 宮岡一樹・横田 崇(2012) 地殻変動検出のためのスタッキング手法の開発—東海地域のひずみ計データによるプレート境界すべり早期検知への応用—. 地震 ii, **65**, 205-218.
- 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号, 2004年復刻版, 第五管区海上保安本部 海洋情報部, 神戸, 117p.
- 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.
- 梅田康弘・板場智史(2011a) 1946年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動. 地質調査研究報告, **62**, 243-257.
- 梅田康弘・板場智史(2011b) 1946年南海地震前の井戸水の減少から推定される土地の隆起量 —高知県黒潮町佐賀地区を例に—. 地質調査研究報告, **62**, 455-459.
- 力武常次(1976) 地震予知論入門. 共立出版, 東京, 65p.
- (受 付 : 2013年5月14日 ; 受 理 : 2013年8月21日)

徳島県南部, 大木屋崩壊地の地形・堆積物の特徴と形成時期の推定

植木岳雪

Takeyuki Ueki (2013) Description and age estimate of the Ogoya Landslide in south Tokushima Prefecture, southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 64 (7/8), p. 213–219, 3 figs, 1 table.

Abstract: The Ogoya Landslide is a large failure of 8.6 ha area in south Tokushima Prefecture, southwest Japan. Both re-sedimented humic soil and tephric loess overlie the slide deposits composed of angular boulders of sandstone. The tephric loess intercalates a thin deformed humic soil layer with AMS ^{14}C age of $4,050 \pm 40$ yrs BP, and contains entirely volcanic glass shards of the 26-29 ka Aira-Tanzawa Tephra (AT). This stratigraphy suggests that the landslide predate to 26-29 ka. Average incision rate of the upper reach of Kaifu River after the failure is estimated to less than 1.0 mm/yr.

Keywords: Ogoya landslide, Chronology, Aira-Tanzawa Tephra (AT), Pleistocene, Tokushima Prefecture

1. はじめに

四国の大規模マスマーブメントの分布は、東西方向の帯状の地質構造と密接に関係している。面積 1.5 ha 以上の大規模マスマーブメントは総数で 1,647 箇所に達するが、その 85 % は三波川帯、御荷鈴帯及び秩父帯に集中し、領家帯及び四万十帯には少ない(寺戸, 1986)。四万十帯の大規模マスマーブメントの研究は、歴史時代に発生した保勢の崩壊(小出, 1963; 井上ほか, 2005 など)、加奈木崩れ(中村, 1955; Machida, 1966; 千木良ほか, 1998; 植木, 2007 など)を除いて特に遅れている。また、四国の大規模マスマーブメントの中で、 ^{14}C 年代やテフラによって発生時期が決定されたものは限られている(林・山口, 1971; Furuya and Yoshioka, 1976; 岡林ほか, 1978; 寺戸・甲藤, 1980; 寺川ほか, 1981; 長谷川ほか, 1982; 長谷川, 1986, 1999; 檜垣, 1992; 夕部・岡村, 2001; 植木, 2005 など)。四国の大規模マスマーブメントと第四紀地殻変動、河成段丘の形成史との関係(永井, 1976; 古谷, 1976)や発生集中時期の存在(水谷, 1986)を議論するためには、大規模マスマーブメントの年代をいっそう蓄積することが必要である。寺戸(1992)は、地形面を覆うローム層やテフラ、 ^{14}C 年代試料の不足を補うため、大規模マスマーブメントの移動体末端が当時の河床まで到達していたと仮定し、移動体末端と現河床との比高を周辺地域の河川の下刻速度で除すること

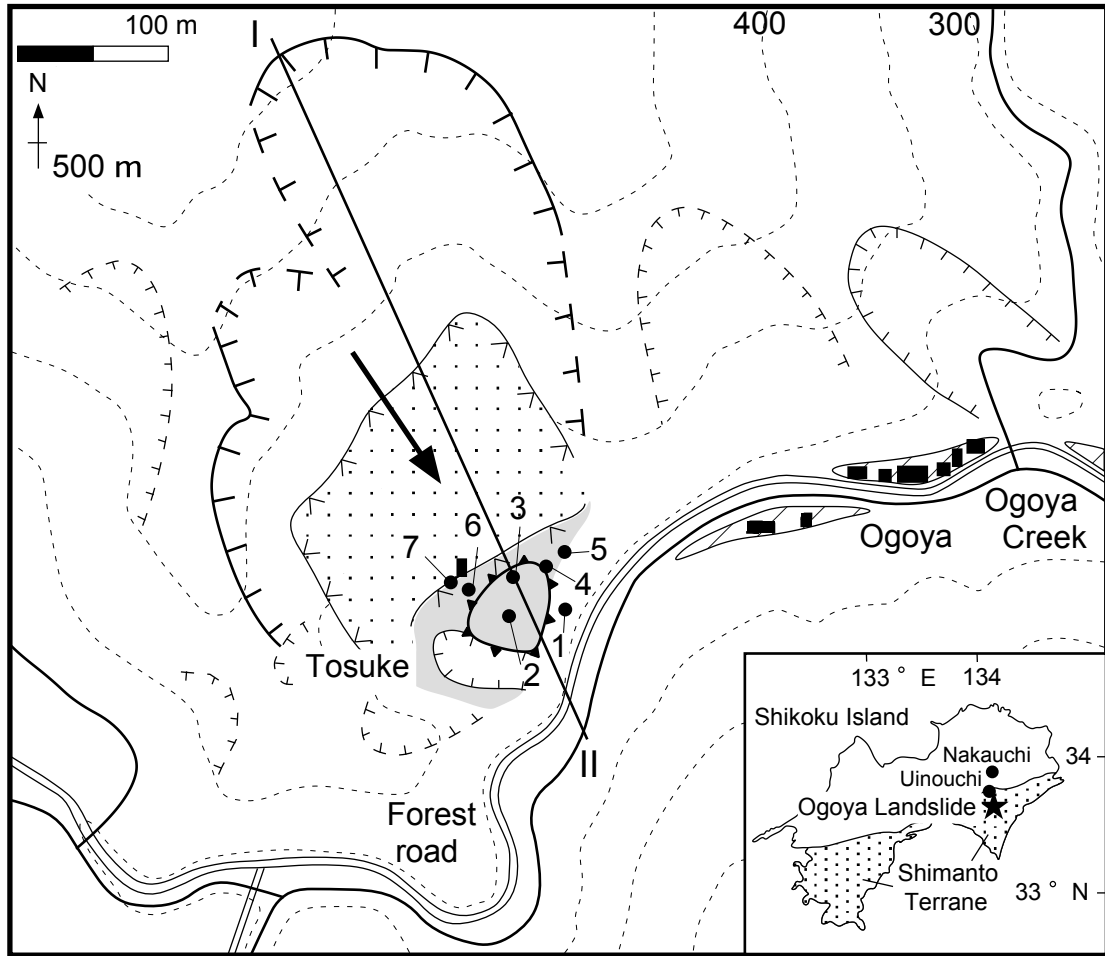
によって、大規模マスマーブメントの年代を求めた。しかし、四国では河成段丘の編年も遅れており、河川の下刻速度のデータは不足している。

本研究では、徳島県東部、海部郡海陽町(旧海南町)大木屋にある古期崩壊地を大木屋崩壊地と呼ぶ。そして、大木屋崩壊地の地形、堆積物の特徴を記載し、堆積物を覆う埋没腐植土層の ^{14}C 年代とローム層中の火山ガラス片の広域テフラとの対比に基づいて、崩壊の発生時期を推定する。なお、本研究は産業技術総合研究所による 5 万分の 1 地質図幅「北川」の調査・研究として行われたものである。

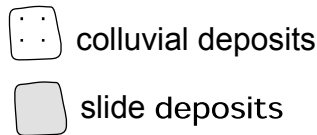
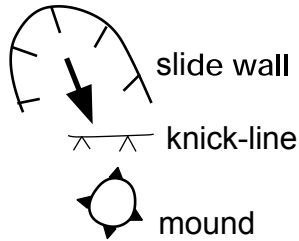
2. 大木屋崩壊地周辺の地形、地質の概要

大木屋崩壊地は大木屋集落の約 300 m 西の海部川上流、大木屋谷の左岸にあり(図 1)、そこは“藤助”あるいは“トウスケ”と通称されている。大木屋崩壊地の周辺には、比高数 100 m の急傾斜の山地斜面が広がる。大木屋谷沿いには大木屋集落のある現河床と 4 m 程度の比高を持つ侵食性の河成段丘が断続的に認められるが、その年代は明らかにされていない。大木屋崩壊地の地形は、従来、大木屋谷の蛇行した旧流路(徳島県, 1985; 寺戸, 1995)とその背後の崖錐斜面(麓層面)(徳島県, 1985)とされていた。

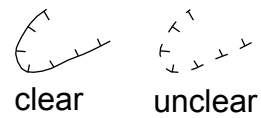
大木屋崩壊地の母岩は四万十帯の轟垂帯(石田, 1995)



Ogoya Landslide



Other failure



Fluvial terrace



■ shed and house

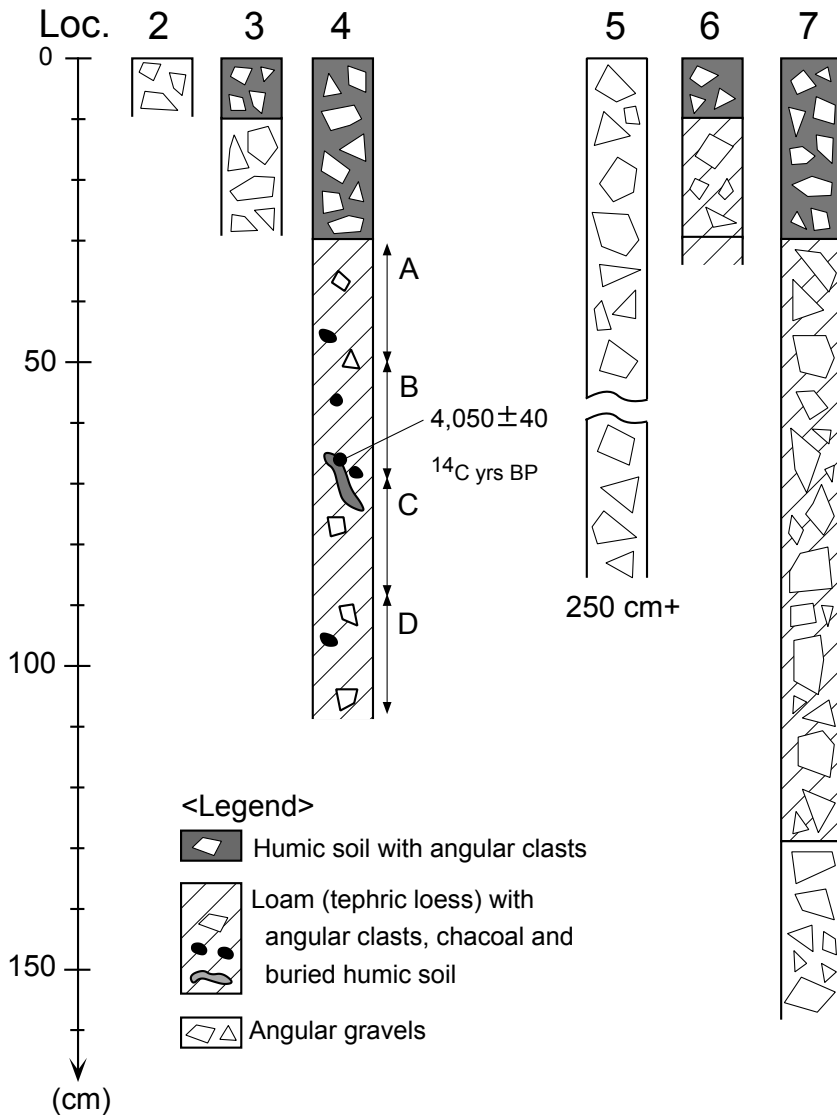
第1図 大木屋崩壊地の位置とその周辺の崩壊地形分類図

基図は海陽町(旧海南町)発行の縮尺1万分の1地形図を使用。I-II測線は第2図の地形・地質断面図の位置を示す。1~7の番号は、本文と第3図の地点1~7を示す。矢印は崩壊の移動方向を示す。

Fig. 1 Location and landslide geomorphic map of the Ogoya Landslide in southern Tokushima Prefecture, southwest Japan
Base map is after 1: 10,000 topographic map by defunct Kainan Town Office. Line I-II corresponds to the geomorphic and geologic cross-section in Fig. 3. The numbers 1-7 indicate the localities 1-7 in the text and Fig. 3. The arrow denotes the collapse direction of the landslide.

であり、塊状の砂岩を主体とし、泥岩及び礫岩を伴う。轟亜帯は、安藝川層中部(鈴木, 1931), 日佐層北部(中川ほか, 1980; 公文, 1981), 日野谷層群北部(山崎ほか,

1987)に相当する。放散虫群集組成から、轟亜帯の年代は後期白亜期のConiacian期からSantonian期とされる(中川ほか, 1980)。



第2図 堆積域のマウンド，平坦面の構成層，被覆層の柱状図 A~Dはローム層の採取層準。各地点の位置は第1図に示す。
 Fig. 2 Geologic columnar sections of the slide and overlying deposits A-D indicates sampling horizons of re-sedimented tephric loess. Each locality is shown in Fig. 1.

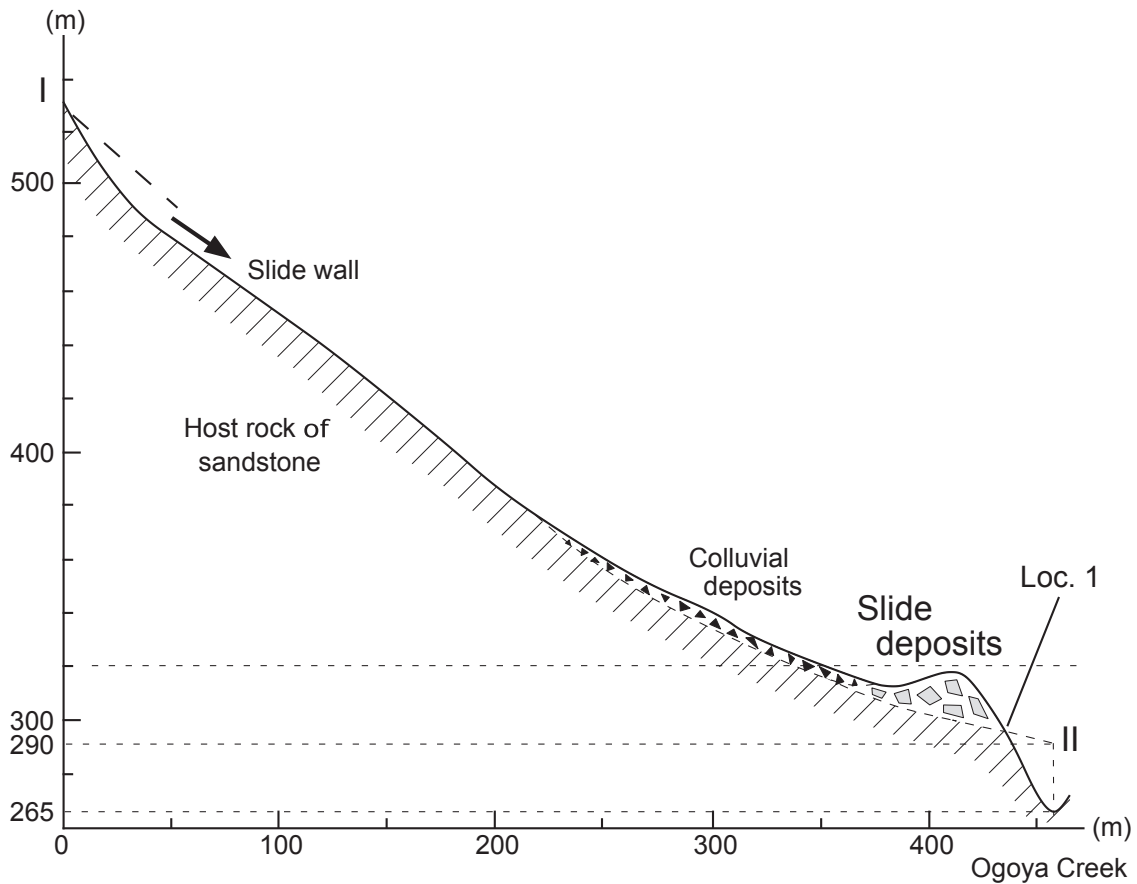
3. 大木屋崩壊地の記載

縮尺1.5万分の1空中写真，縮尺1万分の1地形図を判読した結果，大木屋崩壊地の地形は，発生域の崩壊壁とその前面の堆積域のマウンド，マウンドを取り囲む平坦面に分けられることが明らかになった(図1)。崩壊地全体の面積は約8.6 haである。マウンド下方の地点1付近では，母岩の砂岩勝ち砂岩泥岩互層が露出しており，その走向，傾斜はN80°E，70°Sである。したがって，南南東方向への崩壊は母岩の層理面に対して流れ盤であると言える。

堆積域のマウンド，平坦面において，露頭観察及びスコップを用いた簡易掘削を行った。マウンドを構成する崩壊堆積物及び被覆層は，以下の通りである(図2)。地点2はマウンド頂部にあり，そこではマウンドを構成する最大径80 cmの角礫層が見られる。地点3は地点2の約

4 m下方にあり，そこでは層厚20 cm以上の最大径40 cmの角礫層と，それを覆う角礫を多量に含む層厚10 cmの腐植土層が見られる。地点4，1は地点2からそれぞれ約8 m，約21 m下方にある。地点4では，層厚80 cm以上のローム層を層厚約30 cmの腐植土層が覆い，それらには角礫が多く含まれている。ローム層の上面から30~60 cm下位の層準には，層厚2~5 cmの腐植土層がパッチ状にはさまれている。この埋没腐植土層中には多量の炭化木片が含まれており，その上下のローム層中にも径2 cm以下の炭化木片が散在している。地点1では，母岩上にマウンドを構成する角礫層が見られる。崩壊壁と地点1を結ぶと，マウンドを構成する崩壊堆積物の層厚は最大20 mと見積もられる(図3)。

平坦面を構成する崩壊堆積物は，以下の通りである(図2)。地点5は地点2の約10 m下方にあり，そこでは層厚2.5 m以上の無層理，不淘汰な最大径25 cmの角礫層が見



第3図 大木屋崩壊地の地形・地質断面
第1図のI-II測線に対応。

Fig. 3 Geomorphic and geologic cross-section of the Ogoya Landslide
The cross-section corresponds to the Line I-II in Fig. 1.

られる。地点6は平坦面上にあり、下位から層厚5 cm以上のシルト質ローム層、層厚20 cmのローム層、層厚10 cmの腐植土層が重なり、それらには最大径15 cmの角礫が多く含まれる。これらの地点では、円磨された河成礫は認められないので、マウンドを取り囲む平坦面は海部川の旧流路ではないことは明らかである。

発生域の標高約380 m以下の崩壊壁下部と堆積域の平坦面の一部は、崖錐に覆われており、崖錐の末端は遷緩線をなす(図1, 図3)。地点7では、崖錐を構成する層厚30 cm以上の角礫層が見られる。その上には、層厚約1 mのローム層、層厚30 cmの腐植土層が重なり、それらには径5~15 cmの角礫が多く含まれる。

4. 崩壊堆積物を覆うローム層中の埋没腐植土層の¹⁴C年代と火山ガラス片の広域テフラとの対比

地点4では、マウンドを構成する角礫層を覆うローム層が見られる。ローム層中の埋没腐植土層中の炭化木片

を採取し、加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代測定に供した。測定はBeta Analytic社に依頼した。その結果、試料の $\delta^{13}C$ 値(-24.2 ‰)に基づいて同位体分別を補正した¹⁴C年代は、 $4,050 \pm 40$ yrs BP (Laboratory number: Beta-205180)であった。

ローム層を層厚20 cmごとに一括して採取し、その中に含まれる火山ガラス片を抽出した(図2)。その結果、ローム層上面から深度0~20 cm(層準A)、20~40 cm(層準B)及び40~60 cm(層準C)からは、透明、褐色、黒色のバブルウォール型の火山ガラス片が見出された。一方、テフラ起源の石英、角閃石、輝石は認められなかった。(株)京都フィッシュントラック製の温度変化型屈折率測定装置RIMS2000を用いて、火山ガラス片の屈折率を測定した結果、屈折率が1.497-1.500と1.509-1.514のレンジを持つ2つの火山ガラス片の集団に分けられた(表1)。層準A、B及びCでは、高屈折率側の火山ガラス片の火山ガラス片全体に対する割合は、それぞれ約40%、70%及び30%であった。ローム層上面から深度60~80 cm(層準D)では、透明なバブルウォール型の火山ガラス片

第1表 地点4のローム層に含まれる火山ガラス片の屈折率一覧
採取層準は第2図に示す。

Table 1 Refractive indices of volcanic glass shards in the re-sedimented tephric loess at Loc. 4
Sampling horizons are shown in Fig.2.

Sampling horizon	Range of refractive indices	Number of measurements	Color	Tephra
A	1.498-1.500	37	clear	AT
	1.510-1.514	14	clear, brown, black	K-Ah
B	1.498-1.500	12	clear	AT
	1.509-1.512	27	clear, brown, black	K-Ah
C	1.497-1.500	26	clear	AT
	1.509-1.511	6	clear, brown, black	K-Ah
D	1.499-1.500	41	clear	AT

のみが見出され，その屈折率のレンジは1.499-1.500であった。後期更新世の広域テフラの火山ガラスの形状，色，屈折率(町田・新井，2003)と比較すると，これらの低屈折率側及び高屈折率側の火山ガラス片は，それぞれ始良Tnテフラ(AT：町田・新井，1976)及び鬼界アカホヤテフラ(K-Ah：町田・新井，1978)に対比できる。したがって，地点4のローム層の層準A, B, CにはATとK-Ahが，層準DにはATのみが含まれていることになる。

5. 大木屋崩壊地の形成時期の推定

大木屋崩壊地の堆積域のマウンドは角礫から構成され，母岩の層理面は失われている。したがって，地点4で見られるローム層，腐植土層は，発生域の斜面を覆っていたものがそのまま移動したのではないことは明らかである。すなわち，崩壊の発生とマウンドの形成は，被覆層(ローム層，腐植土層)の堆積以前である。地点4のローム層中にはATとK-Ahが混在し，パッチ状の腐植土層がはさまれている。また，マウンドの頂部から斜面下方に向かって被覆層(ローム層，腐植土層)の層厚が増大し，その中に角礫が多く含まれる。これらから，マウンドの形成後に，被覆層がマウンドの頂部から斜面下方へ断続的に移動し，ローム層中に2つのテフラと腐植土層が混在したと考えられる。崩壊の発生とマウンドの形成は，2.6～2.9万年前(町田・新井，2003)のATの降下以前である。大木屋崩壊地の形成時期は後期更新世以前であることは確実であるが，中期更新世までさかのぼるかは不明確である。

6. 崩壊発生後の海部川上流部の下刻速度

大木屋地崩壊地の堆積域の末端は，現在は標高約295 mの地点1付近にある(図1, 図3)。現成の大規模マスマーブメントの移動体は，通常，現河床まで到達することから，移動体の末端が現河床に達していない大規模マスマーブメントは活動を停止したものであり，移動体の末端は河川に侵食されたと見なされる(寺戸，1992)。大木屋崩壊地の場合も，崩壊堆積物が大木屋谷の河床付近まで達したが，その後，大木屋谷の侵食によって失われたと考えられる。そこで，崩壊堆積物の基底を大木屋谷の方に延長すると，当時の河床は標高290 m付近となる(図3)。大木屋谷の現河床高度は標高265 mであることから，崩壊発生後の大木屋谷の下刻量及び平均下刻速度は，それぞれ約25 m及び1.0 mm/年以下と見積もられる。

大木屋崩壊地の約8.5 km北西にある那賀郡那賀町木頭字井ノ内(図1：世界測地系で東経134°09'18"，北緯33°44'39")にはATをはさむ段丘堆積物が分布し，那賀川上流部のAT降下以後の平均下刻速度は1～2 mm/年と見積もられている(寺戸，1986，1992)。また，大木屋崩壊地の約14.5 km北北西にある那賀町木頭中内(図1：世界測地系で東経134°08'58"～09'24"，北緯33°47'45"～48'07")には，ATの降下以後で，K-Ahの降下以前のある時期に発生した大規模崩壊地があり，崩壊発生後の那賀川上流部の平均下刻速度は0.9～3.4 mm/年と見積もられている(植木，2005)。したがって，大木屋崩壊地形成後の海部川上流部の平均下刻速度は，四国山地中軸部に近い那賀川上流部と比較して，最大でも同程度であり，最小では3分の1以下となる。

7. まとめ

本研究では、崩壊堆積物上に再堆積したローム層中の埋没腐植土層の¹⁴C年代とローム層に混在するATから、徳島県東部、海部郡海陽町大木屋にある大木屋地崩壊地の形成時期を2.6~2.9万年前のAT降下以前と推定した。また、大木屋地崩壊地形成後の海部川上流部の平均下刻速度を0.8 mm/年以下と見積もった。四国の大規模マスマーブメントと第四紀地殻変動や河成段丘の形成史との関係、地すべりの発生集中時期を議論するためには、今後、より多くの地域で大規模マスマーブメントの記載と編年を進めることが必要である。特に、従来、大規模マスマーブメントが少ない地質帯とされた四万十帯では、大規模マスマーブメントの抽出も重要である。

謝辞：温度変化型屈折率測定装置RIMS2000の使用に際しては、首都大学東京都市環境学部の鈴木毅彦教授に便宜をはかっていただいた。地質情報研究部門の小松原琢氏の査読によって、本稿は改善された。以上の方に深く感謝致します。

文 献

- 千木良雅弘・長谷川修一・村田明広(1998)四国の四万十帯にある加奈木崩れの地質、地形特性。日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 61-64.
- 古谷尊彦(1976)変成岩帯地すべりに関する私見。農業土木学会中四国支部編「破碎帯地すべりの地質的特性」, 36-42.
- Furuya, T. and Yoshioka, R. (1976) Geomorphological processes at the transverse reach of the Yoshino River, Shikoku. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series, Geography*, **26**, no. 1, 127-133.
- 長谷川修一(1986)埋木の¹⁴C年代測定に基づく地すべり発生年代の妥当性。日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 517.
- 長谷川修一(1999)四国の地すべり変動史。地盤工学会四国支部編「四国の地すべり」, 39-64.
- 長谷川修一・永峰良則・川上祐史(1982)愛媛県加茂川流域の地すべり発生年代。日本応用地質学会昭和57年度シンポジウムおよび研究発表会予稿集, 86-89.
- 林 徳煌・山口真一(1971)地すべり地中の埋木の年代測定と地すべりの周期について。地すべり, **7**, no. 3, 1-6.
- 檜垣大助(1992)長者地すべり地における地すべり斜面の変遷過程。地すべり, **29**, 12-19.
- 井上公夫・森 俊勇・伊藤達平・我部山佳久(2005)1892年に四国東部で発生した高磯山と保勢の天然ダムの決壊と災害。砂防学会誌, **58**, 3-12.
- 石田啓祐(1995)第一編 自然, 第二章 地形, 第三節 地質。海南町史編さん委員会編「海南町史 上巻」, 21-39.
- 小出 博(1963)四国地方における地すべり(上)。応用地質, **4**, 207-217.
- 公文富士夫(1981)徳島県南部の四万十帯白亜系。地質学雑誌, **87**, 383-394.
- Machida, H. (1966) Rapid erosional development of mountain slopes and valleys caused by large landslides in Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **1**, 55-78.
- 町田 洋・新井房夫(1976)広域に分布する火山灰 — 始良Tn火山灰の発見とその意義。科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫(1978)南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ — アカホヤ火山灰。第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫(2003)新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 336 p.
- 水谷宣明(1986)古い地すべり発生年代について。地すべり技術, no. **38**, 32 p.
- 永井浩三(1976)愛媛県下に見られる地すべりに関する。農業土木学会中四国支部編「破碎帯地すべりの地質的特性」, 22-27.
- 中川衷三・中世古幸次郎・川口輝与隆・吉村隆二(1980)四国東端の四万十帯上部ユラ系および白亜系放射状化石の概要。徳島大学学芸紀要(自然), **31**, 1-27.
- 中村慶三郎(1955)高知県佐喜浜町加奈木谷, 高知県上生村西熊崩壊地調査書。高知営林局, 10 p.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫(1978)高知県中央部の地形、地質条件と土砂災害との関係。地すべり, **15**, no. 2, 3-10; **15**, no. 3, 30-37.
- 鈴木達夫(1931)7.5万分の1地質図幅「甲浦」および同地質説明書。地質調査所, 20 p.
- 寺戸 恒夫(1986)四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性。地質学論集, no. 28, 221-232.
- 寺戸恒夫(1992)四国の地すべりと大規模マスマーブメント。月刊地球, **14**, 86-91.
- 寺戸恒夫(1995)第一編 自然, 第三章 山・川・滝・池・湾。海南町史編さん委員会編「海南町史 上巻」, 40-51.
- 寺戸恒夫・甲藤次郎(1980)四国山地中央部の“古期崩壊”とその背景 — 特に高知県吾川郡中津川流域を中心として —。甲藤教授還暦記念論文集刊行会編「四万十帯の地質学と古生物学 — 甲藤次郎教授還暦記念論文集 —」, 林野弘済会高知支部, 17-26.
- 寺川俊浩・白石秀一・西田彰一(1981)地すべり発生期の一考察 — 特に¹⁴Cによる解析。第20回日本地すべり学会研究発表論文集, 74-75.
- 徳島県(1985)土地分類基本調査「北川」説明書, 同地形分類図および同地すべり地形分布図。徳島県農林水産部, 29 p.
- 植木岳雪(2005)テフロクロノロジーによる徳島県西部,

中内地すべりの発生時期の推定. 日本地すべり学会誌, **42**, 19-23.

植木岳雪(2007)四国南東部，加奈木崩れのせき止めによる谷埋め堆積物中の材のAMS ^{14}C 年代. 日本地すべり学会誌, **44**, 41-43.

山崎哲司・須鎗和巳・石田啓祐・寺戸恒夫・東明省三・祖父江勝孝・久米嘉明・大戸井義美・細岡秀博・正岡啓治・鎌田誠一(1987)海部町地域の地質と古生

物 —安芸構造線の再検討—. 阿波学会・徳島県立図書館郷土研究発表会紀要, **33** (総合学術調査報告海部町), 131-146.

夕部雅丈・岡村 眞(2001)御荷鉾緑色岩類帯の大規模地すべり —蔭地すべりの変遷過程—. 地すべり, **37**, 74-81.

(受 付 : 2013年7月29日 ; 受 理 : 2013年8月21日)

新開発乾式法による脆弱岩石試料の薄片・研磨薄片製作

大和田 朗*・佐藤卓見・平林恵理

Akira Owada, Takumi Sato and Eri Hirabayashi (2013) New method for making petrographic sections of fragile rocks without using liquids as coolants or lubricants—dry method—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 64 (7/8), p. 221–224, 4 figs.

Abstract: It is difficult to make thin sections of fragile and unstable specimens that contain sulfur, clay, salt, and water by applying the conventional method in which water and oil are used. Although such liquids protect samples from the heat generated during the cutting and grinding processes, they can also damage samples, for example, due to expansions. As a solution to this problem, a new method in which liquids are not used and frictional heat is minimized has been developed; in short, samples are not influenced by liquid and heat in this new method. This method enables to make easily the least damaged thin sections of such fragile samples. Further, this method can be adapted for even complex samples that contain both hard and soft minerals, and thus helps researchers obtain all possible information that can be obtained from the samples.

Keywords: thin section, fragile rock, dry method, alumina powder

1. はじめに

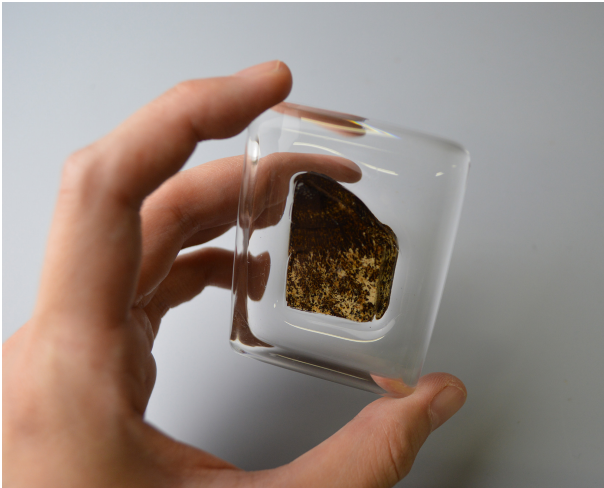
地質の調査研究に不可欠な、岩石等試料の光学顕微鏡用薄片・分析電子顕微鏡用薄片(以下、研磨薄片)の作製工程においては、従来、冷却、潤滑、洗浄を目的とした水、エタノール、油等の液体が使用されてきた。しかし、硫黄・粘土・塩分・水分等を含む脆弱・不安定試料の場合、それらの液体は、脱落や収縮、膨潤の原因となるため、分析用試料として必要な平面精度を得ることができない。これまでに液体の使用を極力抑えた作製方法がいくつか報告されている(大橋ほか, 2008)が、摩擦熱の発生、試料に付着した研磨材の除去に関する問題が残されていた(宮本, 1988; 戸間替, 2005)。そこで、試料を水、エタノール、油等の液体に触れさせない完全乾式による作製法を開発し、従来の課題の解決を目指した。その結果、変質のない精度の高い薄片・研磨薄片を作製することができたので以下に報告する。

2. これまでの湿式による作製法について

岩石の薄片・研磨薄片を作製する工程において、岩石の切断・成形時に発生する摩擦熱を除去する冷却剤、並びに試料の研磨時に研磨材を分散させる潤滑剤として液体が使用されている。これらの液体は水・油・水溶性切

削液・不水溶性切削油と灯油が一般的であり、試料の性質や状態によって使い分けられる。しかしこれらの液体を使用する作製方法(以下、「湿式法」)は、硫黄・粘土・水分・塩分等を含む脆弱試料に損傷を与えるという問題がある。海・湖沼・湿地等から採取した水分を含む試料は、採取後の保管状況によって乾燥による収縮が生じている。液体は、収縮した試料を再膨張させ、試料は破損する。合成樹脂による試料の固化が破損防止に有効であるが、樹脂の浸透性を増すため熱を加え乾燥時間の短縮及び十分な乾燥を図る(石佐古, 2003)。しかし、試料に塩分を含む場合、加熱によって析出した試料内部の塩分が除去されず、合成樹脂は加工に必要な硬度まで到達しない。硬化が不十分な樹脂には、研磨工程において、試料の研磨面に研磨材粒子が侵入するため研磨ができない。研磨は粗粒子から細粒子へと研磨材の粒子径を段階的に変えて行われる。残留した粗粒研磨材による研磨面の損傷を回避するため、細粒の研磨に進む前に、前の段階で試料に付着した粗粒研磨材を除去する必要がある。研磨材の除去には、通常、水・油などの液体が使用されるが、用いる液体が試料に膨潤と破損を引き起こす。

このため、硫黄・粘土・塩分・水分などを含む脆弱試料の高精度な薄片・研磨薄片を作製するには、これら湿式による作製法が試料に及ぼす問題を解決し、液体の使用や加熱を施さない作製法が必要となる。



第1図 樹脂で包埋された試料。

Fig. 1 Photograph shows ferromanganese crust embedded into MMA (methyl methacrylate) resin.



第2図 耐水ペーパーを装着した可変式研磨機で行う研磨。

Fig. 2 Grinding a sample on waterproof paper attached to a variable-speed abrasive machine.

3. 乾式による製作方法

湿式法の問題点を解決するために液体不使用及び非加熱で薄片・研磨薄片を作製する手法を考案した。この手法によれば、試料が採取されたときの状態を保持した高精度な薄片・研磨薄片が得られる。以下にこの作製法(以下、乾式法)の手順を示す。

3.1. 試料の補強

乾燥による破損の恐れがある試料は、試料をエタノールに浸し試料中の水分とエタノールとの置換を数回繰り返す。その後、試料を常温硬化型の合成樹脂に浸し、試料に含まれたエタノールを樹脂で置換する。その際、真空含浸装置により樹脂を試料内部まで浸透させる。真空含浸中に発生する多量の気泡は試料破損を招くため、適宜外気を入れ真空圧を調節する。エタノールが試料から除去されるまで樹脂との置換を繰り返した後、試料を樹脂中で常温硬化させる(第1図)。

現在のところ、試料の固結には、メタクリル樹脂、エポキシ系樹脂を採用している。いずれも常温硬化型ではあるが、完全硬化に要する時間が異なる。

3.2. 試料の切断・成形

試料を必要な大きさに切断・成形するには、金属製糸鋸、金鋸、ナイフ、バンドソー等を用いる。その際、切断による摩擦熱の影響を回避するため、切断速度を調節する。切粉はエアガン等の圧縮空気により除去する。切断・成形後に試料の破損が見られる場合、加熱の必要がないシアノアクリレート系接着剤で試料を補強する。

3.3. 接着面の研磨

スライドガラスに接着する面を研磨するとき、冷却液・潤滑液などの液体を使用せず、精密研磨用の耐水研磨紙を装着した自動研磨機(以下、可変式研磨機)を用いる(第2図)。研磨機を低速回転(40~50回転/分)にすることにより摩擦熱の発生を抑える。研磨屑は、エアガンで除去する。耐水研磨紙は、320番⇒500番⇒800番⇒1200番⇒2400番⇒4000番の番砥順に使用する。

3.4. スライドガラスへの接着

研磨した試料面を常温硬化型エポキシ系接着剤でスライドガラスに接着し、加圧式固定治具に装着する。その後、防湿庫に保管し、硬化させる。

3.5. 試料の2次切断

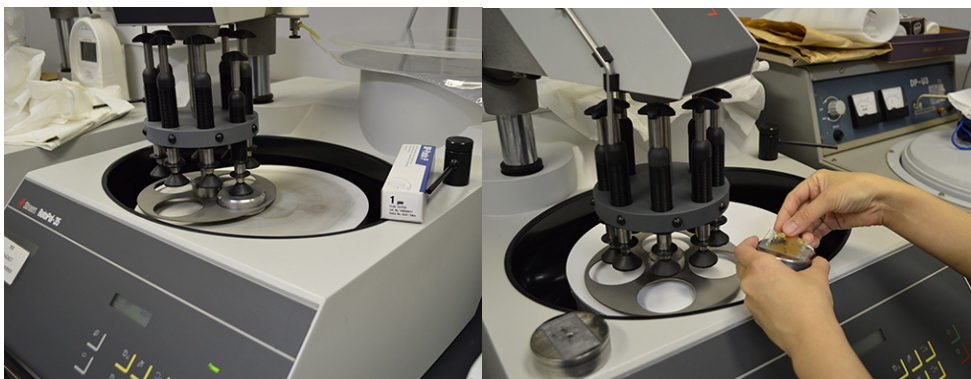
スライドガラスに接着した試料を、厚さが約1mmとなるよう、バンドソーで切断する(第3図)。その際、切断速度を調節することにより、発熱を抑える。切断面に脱落などの破損が見られた場合、シアノアクリレート系接着剤で補強をする。

3.6. 研磨

接着面の研磨時と同様、可変式研磨機に精密研磨専用の耐水研磨紙を貼り付け、低速回転(40回転/分)で研磨を行う。4000番砥まで耐水研磨紙で研磨した後、アルミナ砥粒が蒸着されているラッピングフィルム6000番砥で試料の厚さが30µmになるよう研磨を行う。研磨薄片の場合、この後、研磨機の試料保持具に試料を取り付け、粒径1µmのアルミナ粉末が塗布された研磨クロス上で、500~600gの加重下で機械による仕上げ研磨を約10分間(40回転/分)行う。湿式法では、仕上げ研磨時にペー



第3図 バンドソーでスライドガラスに接着した試料を100 µmに切断する。右の写真は切断後の試料。
Fig. 3 Slicing of a sample by using a band saw to obtain 100 µm thickness slices while keeping the sample dry. Right side photograph shows 100 µm thickness sample retained on the glass slide.



第4図 最終研磨工程。左はダイヤモンドペストを使用した湿式研磨。研磨クロスの上に冷却液による湿りが見られる。右はアルミナ粉末を使用した乾式研磨。クロス表面は完全に乾燥している。
Fig. 4 Last step of polishing. The photograph on the left side shows the conventional method of polishing, which employs diamond paste and coolant oil; the surface of the cloth sheet on the machine remains wet. The photograph on the right shows the new method of polishing, wherein alumina powder is used; therefore, the sheet remains dry, which is the preferred condition.

スト状のダイヤモンドを研磨クロスに塗布し使用しているが、揮発性が低く完全に乾燥させて使用することができない。そこで、揮発性の高いエタノールによってペースト状にした粒径1 µmのアルミナ粉末をダイヤモンドペーストの代わりに使用する。以上により、研磨の際に、液体の影響を受けない、乾式による仕上げ研磨が可能となった。

高い研削力を持つダイヤモンドペーストでの研磨では、試料と樹脂との境界部分に研削による段差が生じる恐れがある。一方、アルミナ粉末はダイヤモンドペーストに比べ研削力が低いため、段差の拡大を防ぎ、より平面性にすぐれた観察面を得ることができる(第4図)。

3.7. 仕上げ

エアガンなどで研磨屑を除去する。偏光顕微鏡観察用の薄片作製の場合、カナダバルサム等の天然樹脂を使用し、カバーガラスを接着する。

4. これまでの成果

海域地質調査によって採取された鉄マンガンクラスト試料の薄片・研磨薄片を、乾式法を用いて作製した。鉄マンガンクラストは塩分及び水分を含む脆弱試料であるが、乾式法で作製することにより、膨潤の影響を受けていない高精度の薄片・研磨薄片を提供することができる。この技術は、産業技術総合研究所と他機関(高知大学・米国マサチューセッツ工科大学・ヴァンダービルド大学)との共同研究(Oda *et al.*, 2011)に貢献した。この研究成果は、2011年2月28日付で産業技術総合研究所ホームページにプレスリリースされ、その中で高品質薄片についても言及された(産業技術総合研究所, 2011)。

粘土鉱物のイモゴライトに含有する天然ナノチューブは、水分を主成分とするため、乾燥に非常に弱く、一旦乾燥すると再度水分を与えても元の状態に戻らない。そのため、従来の湿式法では薄片作製は不可能とされてい

た。今回、乾式法を用いることで、発見以来、約50年間、薄片試料の作製が不可能とされていたイモゴライト含有試料の薄片作製に成功し、その作業方法も含めて日本粘土学会誌で公表された(鈴木ほか, 2011)。

清水(2012)は、北海道光竜鉱山産の金銀鉱石を用いて、乾式法及び湿式法による両面研磨薄片(EPMA用)の研磨状態を比較した。この中で、石英、硫化鉱物や自然金属及び粘土鉱物が共存する鉱石試料において、乾式法を用いることで、従来法(湿式法)では粘土とともに大半が失われていた鉱石鉱物の鏡下観察が可能になったことが確認された。このことから、乾式法は情報の大幅な増大をもたらす画期的な手法であることが述べられている。

乾式法の開発により、これまでに上記の成果をもたらすことができた。この特殊薄片作製技術の手法の一部については、現在、特許を出願中である(特願番号2012-286077)。

5. まとめ

脆弱試料の薄片・研磨薄片作製において、加熱及び液体の使用による試料破損の問題は、乾式法を用いることによって解決できた。乾式法は、従来の湿式法に比較して試料に与える負荷が少なく、硬さの異なる鉱物を含む岩石などの様々な不安定試料に適用できることから、今後の活用が期待される。また、この乾式法を発展させることにより、分析装置や研究課題の進展に対しても、強力な研究支援が継続できるものと考えられる。

なお、これらの特殊薄片の作製にあたっては、試料処理の初期段階から試料提供者と密接な連携をとりながら進めている。初期段階での試料の処理方法を誤ると乾式法による高品質薄片の作製に障害をもたらすことを付記しておく。

謝辞: 新手法の開発を進めるにあたり、産業技術総合研究所の地圏資源環境研究部門鈴木正哉氏、地質情報研究部門清水 徹氏から、試料の研磨状態に関する貴重な情報を頂いた。地質標本館利光誠一氏には、原稿の作成にあたり、大変有益な指摘と助言を賜り、産業技術総合研究所名誉リサーチャー青木正博氏には粗稿の改善に向けて多くの助言を頂いた。ここに記して深く感謝申し上げます。

文 献

- 石佐古早実(2003)地すべり粘土の薄片製作. 地殻, no. 20, 16-21.
- 宮本 誠(1988)乾式研磨法による粘土鉱物を含む試料の薄片作製. 筑波大学技術報告, no. 8, 1-3.
- Oda, H., Usui, A., Miyagi, I., Joshima, M., Weiss, B. P., Shantz, C., Fong, L. E., McBride, K., Harder, R. and Bandenbacher, F. J. (2011) Ultrafine-scale magnetostratigraphy of marine ferromanganese crust. *Geology*, **39**, 227-230. doi: 10.1130/G31610.1.
- 大橋聖和・小林健太・間嶋寛紀(2008)膨潤性粘土鉱物を含む未固結断層岩の薄片・研磨片作製法. 地質学雑誌, **114**, 426-431.
- 産業技術総合研究所(2011)海底の鉄マンガングラストの形成年代と成長速度を推定—世界で初めて0.1mm単位で地球磁場逆転記録を復元—, http://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2011/pr20110228/pr20110228.html (参照日2012/07/13)
- 清水 徹(2012)乾式法と湿式法との比較—金銀鉱石を用いたEPMA用薄片の場合. 地質標本館地質試料調製グループ, http://unit.aist.go.jp/geom/qpsg/tech/tech_03.html (参照日2013/01/04)
- 鈴木正哉・大和田朗・佐藤卓見・永好けい子・犬飼恵一・青木正博(2011)乾式法によるイモゴライトの薄片試料作製. 粘土科学, **50**, no2, 63-38.
- 戸間替修一(2005)含水硫酸塩鉱物の薄片製作. 地殻, no. 21, 12-13.

(受 付 : 2013年7月10日 ; 受 理 : 2013年8月21日)

地質調査総合センター研究資料集

- 571 次世代 20 万分の 1 日本シームレス地質図凡例
齋藤 眞・西岡芳晴・宮崎一博・渡辺真人・水野清秀・宝田晋治・森尻理恵・吉川敏之・利光誠一・中江 訓・内野隆之・原 英俊・野田 篤・松浦浩久・高橋 浩・山崎 徹・佐藤大介・小松原琢・植木岳雪・中島 礼・宮地良典・兼子尚知・尾崎正紀・田辺 晋・中野 俊・竹内圭史・青矢睦月
- 572 産技連地質関係合同研究会地質地盤および地圏環境に関する最近の成果
産技連地質関係合同研究会事務局
- 573 地質調査総合センター第 19 回シンポジウム「地質学は火山噴火の推移予測にどう貢献するか」
地質調査総合センター 編
- 574 第 10 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
- 575 第 11 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
小泉尚嗣、松本則夫、謝 正倫 編
- 576 第 1 回アジア太平洋大規模地震・火山噴火リスク対策(G-EVER) シンポジウム講演要旨集
宝田晋治・石川有三・小泉尚嗣・内田利弘・桑原保人・高田亮・吾妻 崇・田村 亨・古川竜太・吉見雅行 編
- 577 地質情報展 2012 おおさか ー過去から学ぼう大地のしくみー
川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平 編
- 578 第 3 回火山巡回展霧島火山ーボラ（軽石）が降ってきた！新燃岳の噴火とその恵みー
及川輝樹・筒井正明・田島靖久・芝原暁彦・古川竜太・齋藤元治・池辺伸一郎・佐藤 公・小林知勝・下司信夫・西来邦章・東宮昭彦・宮城磯治・中野 俊・渡辺真人
宮城磯治・工藤 崇
- 580 十和田火山御倉山溶岩ドームの反射電子像
- 581 第 3 回火山巡回展 霧島火山ーボラが降ってきた！新燃岳の噴火とその恵みー資料映像「霧島火山新燃岳 2011 年噴火」
芝原暁彦・及川輝樹
- 582 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集
森川徳敏・戸崎裕貴
- 583 第 1 回アジア太平洋大規模地震・火山噴火リスク対策(G-EVER) シンポジウムプロシーディングス
宝田晋治・石川有三・小泉尚嗣・内田利弘・桑原保人・高田 亮・吾妻 崇・重松紀生・田村 亨・丸山 正・安藤亮輔・古川竜太・吉見雅行 編
- 584 地質標本館特別展「地球の恵み地熱・地中熱エネルギーを活用しよう」
石戸恒雄・唐澤廣和・水垣桂子・大熊茂雄・阪口圭一・佐脇貴幸・杉原光彦・高倉伸一・内田洋平・柳澤教雄・安川香澄・吉岡真弓

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) No. 11 日本の火山 (第 3 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・新潟 (第 2 版)
5 万分の 1 地質図幅	熱海・榛名山・阿仁合 (第 2 版)・足助・京都東南部・新居浜・青森西部・今庄及び竹波
海外地球科学図	アジア地質図 (1:500 万) 中央アジア鉱物資源図 (1:300 万)
海洋地質図	No. 81 日高舟状海盆表層堆積図 (1:20 万) No. 82 奥尻海盆表層堆積図 (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. 1 桜島火山地質図 (第 2 版) (1:3 万) No. 16 十勝岳火山地質図 (1:3 万) No. 17 諏訪之瀬島火山地質図 (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
重力図	No. 29 姫路地域重力図 (ブーゲー異常) No. 30 徳島地域重力図 (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-2 海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD 版 S-3 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」 DVD 版 V-3 口永良部島火山地質データベース P-2 日本重力データベース DVD 版 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 E-5 表層土壌評価基本図 ～富山県地域～
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 佐脇 貴 幸
副委員長 片山 肇
委員 大谷 竜
長 森 英 明
鈴木 淳
澤井 祐 紀
月村 勝 宏
川邊 禎 久
神宮 司 元 治
内野 隆 之
森尻 理 恵
高橋 浩
工藤 崇
中野 俊

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・衛星情報サービス室
Tel : 029-861-3601
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

地質調査研究報告 第64巻 第7/8号
平成25年9月30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: Takayuki Sawaki
Deputy Chief Editor: Hajime Katayama
Editors: Ryu Ohtani
Hideaki Nagamori
Atsushi Suzuki
Yuki Sawai
Katsuhiko Tsukimura
Yoshihisa Kawanabe
Jinguuji Motoharu
Takayuki Uchino
Rie Morijiri
Yutaka Takahashi
Kudo Takashi
Shun Nakano

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geo-information Center Geoinformation Service Office
Tel: +81-29-861-3601
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol.64 No.7/8 Issue September 30, 2013

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved.

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 64 No. 7/8 2013

CONTENTS

- Oxygen isotopic study of vein quartz in Neogene-Quaternary overprinting hydrothermal systems in the Toyoha-Muine area, Hokkaido, Japan
Toru Shimizu..... 191
- Vertical variation curves on the Pacific coast of Shikoku before the 1946 Nankai earthquake
Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba..... 201
- Description and age estimate of the Ogoya Landslide in south Tokushima Prefecture, southwest Japan
Takeyuki Ueki..... 213
- New method for making petrographic sections of fragile rocks without using liquids as coolants or lubricants—dry method—
Akira Owada, Takumi Sato and Eri Hirabayashi..... 221

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. 64, No. 7/8, 2013