四国四万十帯カルサイト脈の同位体組成からみた沈み込み帯地震発生深度の流体の起源

Fluid source of seismogenic accretionary body based on calcite isotope ratio, Shimanto complex, Shikoku, southwest Japan

Abstract

内田菜月^{1,†} 村山雅史²
松原友輝^{3,††} 坂口有人¹

Natsuki Uchida^{1,†}, Masafumi Murayama²,
Yuki Matsubara^{3,††} and
Arito Sakaguchi¹

2020年12月15日受付.

2021年11月9日受理.

¹ 山口大学大学院創成科学研究科

Graduate School of Sciences and Technology
for Innovation, Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8511, Japan

² 高知大学農林海洋学部

Graduate School of Integrated Arts and Sciences,
Kochi University, Kochi 783-8502, Japan

³ 山口大学理学部地球圏システム科学科

Department of Geosphere Sciences, Faculty
of Science, Yamaguchi University, Yamaguchi 753-8511, Japan

[†] 現所属: 国際航業株式会社

Present address: Kokusai Kogyo Co., Ltd.,
Shinjuku Ward, Tokyo 169-0074, Japan

^{††} 現所属: 株式会社宇部建設コンサルタント

Present address: Ube Kensetsu Consultant
Co., Ltd., Yamaguchi 757-0003, Japan

Corresponding author: N. Uchida,
natsuki_uchida@kk-grp.jp

The Shimanto accretionary complex in Shikoku, which was exhumed from seismogenic depths, contains many calcite veins. These veins may be studied to better understand the origin of various fluids in the deep sections of a subduction zone. For example, fluid sources may be inferred from comparison of the isotopic ratio of the calcite and its depositional temperature. This study obtained $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ measurements from 74 samples of calcite veins in the Yokonami Melange and surrounding rocks, which had been exposed to peak temperatures of 140°C to 250°C, comparable to seismogenic thermal conditions in the Nankai subduction zone.

The study results show that the isotopic ratio of calcite is related to the paleo-temperature of the host rock. The lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ value for calcite from several measurements obtained for a single location is dependent on the paleo-temperature of the host rock. In addition, the calcite samples from the higher paleo-temperature areas have the lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ values. This suggests that crack-seal veins acted as conduits for fluid flow at various stages, and calcite samples with the lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ values in an area were deposited during the peak temperature stage. The fluid source of calcite may be inferred from $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values and depositional temperature. It is revealed that the calcite veins might be deposited from metamorphic fluid. This implies that in-situ fluid flows within the main body of the accretionary prism, free of exotic fluid from shallow or deep sections along the plate boundary fault.

Keywords: fluid, subduction zone, seismogenic depth, calcite vein, isotope ratio, Shimanto complex

はじめに

プレート沈み込み帯において流体は岩石の摩擦や流動特性に変化をもたらし、地震発生に大きな影響を及ぼすと考えられている(例えば, Sibson et al., 1975; 笠原ほか, 2003 など). また間隙水がデコルマの有効応力を低下させることで、付加プリズムの形状を規制していると1980年代から強く認識されてきた(例えば, Davis, 1983 など). そのため浅部域では深海掘削によって試料が採取され、化学分析や同位体分析がなされてきた(例えば, Kastner et al., 1991 など). しかし地震発生帯のような深部における流体の起源や移動様式はいまだよくわかっていない. そのような深度では堆積岩は十分に固結しており、一般に流体は岩盤中の亀裂に沿って移動していると推定される. そのため陸上付加体に産する鉱物

脈は深部の流体について知る上で重要な手掛りになるとして注目されてきた.

付加体にはプレート境界と、そこから派生する断層があり、それら主要断層沿いには遠いリザバーからの異地性流体が移動している可能性がある(例えば, Nishiyama et al., 2020). そのような特殊な部分でなくとも、付加体の大部分を構成する地層中にも多くの亀裂や小断層があり、様々な鉱物脈が発達している. 本論では四万十帯に普遍的に存在する小規模な鉱物脈を対象とし、一般的な付加体ボディ中における流体の起源を議論する. それは主要な断層沿いの流体移動と比較する上でも重要な知見をもたらすだろう.

四国四万十帯は約140°Cから250°Cの古地温を経験しているが(Sakaguchi et al., 1996), これは現世南海トラフの地震発生帯の温度域約150°Cから350°C(Hyndman et

Fig. 1. (a) Index map of the Shimanto accretionary complex, Shikoku, SW Japan. (b) Geologic map of the study area (modified from Katto et al., 1991). The rocks sustained peak temperatures of 140°C–250°C (Sakaguchi, 1996; Mukoyoshi et al., 2006). Note that paleotemperatures of the Yokonami Melange and adjacent rocks vary along strike within the same unit.

al., 1995)と重なる。そして四国四万十帯の興津メランジュや横浪メランジュなどの主要なメランジュやユニット境界断層からは地震性高速剪断の証拠であるシュートタキライトが報告されており (Ikesawa et al., 2003; Hashimoto et al., 2012 など), 現在の沈み込み帯の地震発生帯と対比することができる。

四国四万十帯には, 被熱温度の低い地域から高い地域までカルサイト脈が普遍的に産する。その酸素炭素同位体組成 $\delta^{18}\text{O} \cdot \delta^{13}\text{C}$ はカルサイトを沈殿させた流体の起源と沈殿温度に依存する。この両者では $\delta^{13}\text{C}$ の方が温度の影響を受けやすく, $\delta^{13}\text{C}$ 値は温度が上がるほど軽くなる性質が顕著である (Bottinga, 1967)。なお, このときの圧力の影響は小さいと考えられている (Clayton et al., 1975)。

Yamaguchi et al. (2012) は, 四国東部の牟岐メランジュにおいて, 緑色岩中の脈, 付加変形に伴う脈, そして震源断層に伴う脈のカルサイト同位体組成を比較した。その結果, 付加変形に伴う脈の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -16‰ から -7‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 値は $+16\text{‰}$ から $+18\text{‰}$ に集中するのに対して, 断層に関連する脈の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -16‰ から -8‰ と上記と類似の値であるものの, $\delta^{18}\text{O}$ 値は $+17\text{‰}$ から $+21\text{‰}$ と大きく異なることを示した。また, 沈み込み帯の研究例としては三波川帯の隆起ステージに形成されたカルサイト脈の同位体組成が報告さ

れている (Morohashi et al., 2008)。その $\delta^{13}\text{C}$ 値は -12‰ から $+2\text{‰}$ と幅広いが, $\delta^{18}\text{O}$ 値は $+14\text{‰}$ から $+18\text{‰}$ に集中しており (Morohashi et al., 2008), 牟岐メランジュの付加変形に伴う脈の値と一致する (Yamaguchi et al., 2012)。このように特定の地域における詳細な比較は行われてきたが, 付加体におけるカルサイト脈の同位体組成を広域的に議論したものはなかった。

本論ではビトリナイト反射率から地質体を経験した被熱温度を独立に見積り, それとカルサイト脈の $\delta^{13}\text{C}$ 値とを対比させることで沈殿温度を束縛する。また, $\delta^{18}\text{O}$ 値は $\delta^{13}\text{C}$ 値ほど温度の影響を受けにくいので, 上記より束縛された沈殿温度から流体の起源を推定し, 沈み込み帯の温度断面における流体の移動と起源を議論する。四国四万十帯の横浪メランジュとその周辺層は, 同じゾーンでありながら走向方向の約 50 km 区間で被熱温度が約 140°C から 250°C に変化するという特徴を持つ (Fig. 1)。そのため同じゾーンにおいて温度と同位体組成を比較することができる。

地 質 概 要

四国四万十帯は大部分が砂岩と泥岩の互層からなるタービダイト相からなり, その一部に地質図スケールの剪断帯であるメランジュ相が挟み込まれるように分布する。本研究はそ

のうちセノマニアン期の須崎層とカンパニアン期からマーストリヒチアン期の横浪メランジュ、下津井層、久礼メランジュ、野々川層と興津メランジュ(平ほか, 1980; 君波ほか, 2000)を対象とする。タービダイト相である須崎、下津井、野々川層は、砂岩優勢の砂岩頁岩互層を主とし、一部に赤色頁岩や緑色頁岩を含む。横浪、久礼、興津メランジュは、タービダイト相に比べて強く変形を受けており、黒色頁岩基質中にチャートや玄武岩などのブロックを含む(平ほか, 1980)。

これらのユニットに次の4つのタイプのカルサイト脈が発達している(Fig. 2)。タイプIは、砂岩層が引張したブーディン構造中のみ高角に発達し、基質の泥質頁岩を切らないものである。タイプIIは、砂岩層と泥質頁岩の両方を高角に切断するものの、直線性に乏しく長さも10 cm以下の短いものである。タイプIIIは、層理面に平行な剪断面を充填するものである。タイプIVは、層理面に対して高角であり、直線性の高い節理を充填した長い脈で、明らかに最近のステージに形成されたと考えられるものである。これらのタイプのカルサイト脈は、タービダイト相およびメランジュ相のどちらにも発達しており、両者からそれぞれのタイプの試料が採取された。ただし、本論ではタイプIVの鉱物脈は対象としない。

本地域の被熱温度はビトリナイト反射率データ(Ro; %) (Sakaguchi, 1996; Mukoyoshi et al., 2006)とその反応速度論に基づくSweeney et al. (1990)の解析法から推定する。Roは北の仏像構造線近傍から南に向かって約1.0%(約160°C)から約2.2%(約215°C)へと徐々に上昇し、久礼メランジュ付近のアウトオブシーケンス断層で約1.0%(約165°C)に急減する(Sakaguchi, 1996; Mukoyoshi et al., 2006)。そして再び南に向かって徐々に上昇し、興津メランジュ付近で約2.0%(約200°C)へと増加する(Sakaguchi, 1996; Mukoyoshi et al., 2006) (Fig. 1)。またRoは走向方向にも変化する。横浪メランジュとその周辺層である須崎、下津井層のRoは、西の安和地域から東の横浪半島東端にかけて約1.5%(約165°C)から約2.5%(約240°C)まで上昇する(Fig. 1)。そしてその東方延長である手結地域のRoは約1.0%(約150°C)を示す(坂口ほか, 1992; Ohmori et al., 1997; 北村ほか, 2014)。

分 析 手 法

本研究ではカルサイト脈試料を微細観察し、もしも複数条のカルサイト脈から構成される場合は、その中から代表的な一条を測定試料とした。試料表面を電動ドリルで削り、新鮮な内部から $80 \pm 10 \mu\text{g}$ の粉末試料を採取して、高知大学海洋コア総合研究センターのThermo社製Keil Device IIIとThermo-Finnigan MAT 253 Mass Spectrometerにて分析を行った。同位体比(δ)は次式のように標準物質からの千分率偏差で表す。

$$\delta = (\text{Rx}/\text{Rst} - 1) \times 10^3 (\text{‰})$$

Fig. 2. Types of calcite veins: (a) Type I, extension vein within boudin structure; (b) Type II, bedding parallel extension vein cutting some strata, <10 cm in length; (c) Type III, bedding parallel shear vein; (d) Type IV, late-stage vein along a joint; and (e) typical calcite vein with blocky texture.

Rx: 測定試料の同位体比

Rst: 標準物質の同位体比

本研究では $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ ともに標準物質として VPDB を用いた。本分析における測定誤差は $\delta^{13}\text{C}$ が $\pm 0.03\%$ 以内で、 $\delta^{18}\text{O}$ が $\pm 0.05\%$ 以内である。

結果と考察

1. 同位体組成と産状および被熱温度の関係

四国四万十帯から 74 試料のカルサイト脈を分析した (Table 1)。カルサイト脈は、厚さ 5 mm から 10 mm 程度であり、脈壁は母岩の鉱物粒子を切るものが多く、脆性破壊領域で形成されたものと推測される。構成鉱物はカルサイトのみで占められるものが多く、石英を含むものはめったにない。カルサイトのサイズは数 10 から数 100 μm のものが主体である。脈中のカルサイト結晶の組織は、Bons (2020) の分類のブロック型であり、特に壁面付近と脈中央との間において特徴的な粒径分布は見られない。これらの産状は、カルサイト結晶が鉱物脈の壁面に干渉されることなく成長したことを示唆しており、脈が形成されたときに十分に幅広い亀裂が開いていたと解釈される。

これら試料の同位体組成は、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ は +1.56‰ から -22.28‰ の幅広い値を示したのに対して、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ は約 -12.53‰ から -14.15‰ の一定の値に集中した (Fig. 3)。これらの値は無機的作用で生じる一般的な範囲内であり、牟岐メランジュにおける付加変形に伴うカルサイト脈 (Yamaguchi et al., 2012) や三波川帯の隆起過程で形成されたカルサイト脈 (Morohashi et al., 2008) と比較しても $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値が若干低めであるが概ね重なる。

カルサイト脈の産状と同位体組成を比較したが、産状のタイプに依存した傾向は見いだされなかった (Fig. 3)。また、タービダイト相やメランジュ相といったテクトニックセッティングによる違いや、地質体による違いにおいても同位体組成との間に関連性は認められなかった (Fig. 3)。また、鉱物脈の組織は、いずれの地域でも Bons (2020) のテクスチャー分類のブロック型ばかりであり、多様性に乏しく、鉱物脈の組織と同位体組成の間にも関連性は認められなかった。

地質体の被熱温度と $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値を比較した。カルサイト脈とビトリナイトが同一露頭から採取された場合、被熱温度はその値を用いた。そうでない場合は周囲のビトリナイト反射率値から推定した。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値は全体にやや散在的であるものの、被熱温度の低い地域には比較的重い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が多く、被熱温度が高くなるにつれて軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が現れる (Fig. 4)。例えば、被熱温度が約 160°C の地質体のカルサイト脈は $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が約 -16.18‰ 以上の値を取るのに対し、約 220°C の地質体では $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値は約 -22.28‰ 以上の値を取る。一方、カルサイト脈の $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ は地質体の被熱温度にかかわらず -12.53‰ から -14.15‰ のほぼ一定の値に集中する (Fig. 5)。

Fig. 3. Plots of carbon and oxygen isotope values of vein calcite by: (a) vein types, and (b) lithological units. The values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ range from +1.56‰ to -22.28‰, and the values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ are in a narrower range from -12.53‰ to -14.15‰; there is no obvious relationship of these data with either vein types or lithological units.

2. 同位体組成から見積もられる沈殿温度と流体の起源

陸上付加体に産する鉱物脈は、未固結の海溝堆積物が沈み込みに伴って固結し、付加し、そして隆起する各変形ステージにおいて形成されるであろう。本論では変形ステージと流体移動の関係を明らかにするために鉱物脈を産状によってタイプ分けし、その同位体組成を比較した。しかし鉱物脈の産状のタイプと $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値および $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値との間に特徴的な傾向は見いだされなかった。特にカルサイトの沈殿温度の影響を受けやすい $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値は、どのタイプの産状の鉱物脈であっても幅広い値をとっている。これらは各鉱物脈の元となる亀裂や小断層が発達した変形ステージと、そこをカルサイトが充填した時期が必ずしも一致しておらず、様々なステージに沈殿したからかもしれない。

本地域は変形相の異なる地質体から構成されるが、こういった地質体の違いとカルサイト脈の $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値および $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値との間にも特徴的な傾向は見いだされず、同位体組成は地質体や変形相に規制されていないと解釈される。

被熱温度が低い地域には重い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値しか存在しないが、被熱温度が高い地域には軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が現れる (Fig. 4)。これら各温度域における相対的に軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値の試料は全体の約 20% を占める。これらは地質体や鉱物脈の産

Table 1. Carbon and oxygen isotope compositions, vein type classification, lithological unit, and geographic locations of vein calcite samples.

Sample No.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Type	Formation	Loc.	Sample No.	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Type	Formation	Loc.
1	-4.92	-14.85	II	Shimotsui Formation	33°19'52.0" N 133°14'53.2" E	38	-11.59	-13.49	I	Shimotsui Formation	33°24'37.1" N 133°24'51.5" E
2	-9.69	-13.85	II	Shimotsui Formation	33°21'24.5" N 133°18'36.7" E	39	-13.57	-13.25	III	Shimotsui Formation	33°21'08.3" N 133°15'43.9" E
3	-10.61	-14.00	II	Shimotsui Formation	33°21'08.3" N 133°15'43.9" E	40	-10.90	-14.09	III	Shimotsui Formation	33°20'49.6" N 133°15'37.1" E
4	-10.50	-13.40	II	Shimotsui Formation	33°21'20.5" N 133°15'46.4" E	41	-13.80	-12.72	II	Yokonami Melange	33°22'44.8" N 133°18'34.9" E
5	-11.79	-13.29	II	Shimotsui Formation	33°24'18.0" N 133°24'28.4" E	42	-13.81	-12.23	II	Yokonami Melange	33°22'35.8" N 133°18'10.4" E
6	-12.79	-13.14	II	Shimotsui Formation	33°24'47.2" N 133°26'25.4" E	43	-14.13	-12.34	II	Yokonami Melange	33°22'35.8" N 133°18'10.5" E
7	-10.27	-12.65	II	Shimotsui Formation	33°24'59.4" N 133°26'30.8" E	44	-9.46	-13.24	II	Yokonami Melange	33°22'14.2" N 133°16'03.4" E
8	-22.19	-12.95	II	Shimotsui Formation	33°25'15.2" N 133°27'09.0" E	45	-13.15	-12.60	II	Yokonami Melange	33°22'19.2" N 133°16'05.2" E
9	-14.49	-13.57	II	Shimotsui Formation	33°24'40.7" N 133°25'36.1" E	46	-6.90	-13.25	I	Yokonami Melange	33°22'03.4" N 133°15'38.2" E
10	-13.78	-13.58	II	Shimotsui Formation	33°24'13.0" N 133°24'07.9" E	47	-9.75	-14.39	I	Yokonami Melange	33°22'03.4" N 133°15'38.2" E
11	-10.55	-13.07	II	Shimotsui Formation	33°24'47.5" N 133°25'43.7" E	48	-15.49	-12.80	I	Yokonami Melange	33°23'23.6" N 133°19'52.7" E
12	-7.94	-13.10	II	Shimotsui Formation	33°24'50.0" N 133°25'43.0" E	49	-10.08	-12.66	I	Yokonami Melange	33°22'18.8" N 133°16'10.9" E
13	-18.46	-12.56	II	Shimotsui Formation	33°24'56.5" N 133°25'46.6" E	50	1.44	-10.63	I	Yokonami Melange	33°22'19.9" N 133°16'08.8" E
14	-6.53	-12.80	II	Shimotsui Formation	33°24'16.6" N 133°23'53.5" E	51	-10.93	-13.57	II	Yokonami Melange	33°31'04.8" N 133°45'49.0" E
15	-21.91	-13.44	II	Shimotsui Formation	33°24'15.5" N 133°23'55.7" E	52	0.36	-12.66	I	Yokonami Melange	33°30'56.9" N 133°45'59.4" E
16	-13.59	-12.33	II	Shimotsui Formation	33°24'09.0" N 133°23'47.8" E	53	1.34	-12.62	I	Yokonami Melange	33°30'56.2" N 133°46'02.3" E
17	-14.19	-9.34	II	Shimotsui Formation	33°22'54.5" N 133°19'48.4" E	54	1.56	-12.55	I	Yokonami Melange	33°30'56.2" N 133°46'02.3" E
18	-9.46	-13.30	II	Shimotsui Formation	33°22'51.6" N 133°19'48.0" E	55	0.90	-13.11	I	Yokonami Melange	33°31'01.2" N 133°46'42.6" E
19	-14.46	-12.91	II	Shimotsui Formation	33°24'36.4" N 133°24'52.9" E	56	-6.60	-14.14	II	Susaki Formation	33°23'37.0" N 133°20'29.0" E
20	-13.47	-12.99	II	Shimotsui Formation	33°24'27.0" N 133°25'08.8" E	57	-6.02	-13.59	II	Susaki Formation	33°23'37.0" N 133°20'29.0" E
21	-14.48	-13.92	II	Shimotsui Formation	33°24'37.1" N 133°25'05.9" E	58	-11.70	-13.61	II	Susaki Formation	33°24'01.4" N 133°21'15.1" E
22	-11.11	-13.29	II	Shimotsui Formation	33°21'08.3" N 133°15'43.9" E	59	-10.59	-12.86	II	Susaki Formation	33°23'30.5" N 133°20'11.0" E
23	-8.38	-13.08	I	Shimotsui Formation	33°20'20.4" N 133°15'27.0" E	60	-9.17	-12.99	II	Susaki Formation	33°23'30.1" N 133°20'10.0" E
24	-17.1	-13.08	I	Shimotsui Formation	33°20'49.6" N 133°15'37.1" E	61	-17.56	-13.17	II	Susaki Formation	33°23'28.0" N 133°20'02.8" E
25	-7.66	-13.93	I	Shimotsui Formation	33°21'24.5" N 133°18'36.7" E	62	-17.91	-13.00	I	Susaki Formation	33°23'23.6" N 133°19'52.7" E
26	-9.39	-13.52	I	Shimotsui Formation	33°21'04.0" N 133°15'48.2" E	63	-4.20	-14.47	I	NoNokawa Formation	33°17'58.6" N 133°14'24.7" E
27	-5.70	-13.13	I	Shimotsui Formation	33°21'16.2" N 133°15'45.4" E	64	-14.89	-13.59	I	NoNokawa Formation	33°16'49.8" N 133°15'21.2" E
28	-10.07	-13.32	I	Shimotsui Formation	33°21'16.2" N 133°15'45.5" E	65	-12.50	-13.86	I	NoNokawa Formation	33°14'30.1" N 133°14'58.9" E
29	-6.76	-12.87	I	Shimotsui Formation	33°24'05.0" N 133°24'15.5" E	66	-6.86	-14.42	I	NoNokawa Formation	33°14'06.7" N 133°15'01.8" E
30	-15.02	-13.95	I	Shimotsui Formation	33°24'05.0" N 133°24'15.5" E	67	-7.15	-13.77	I	NoNokawa Formation	33°14'15.4" N 133°15'17.3" E
31	-13.09	-13.41	I	Shimotsui Formation	33°21'27.4" N 133°15'50.8" E	68	-14.34	-13.88	I	NoNokawa Formation	33°18'09.0" N 133°14'57.8" E
32	-17.38	-12.78	I	Shimotsui Formation	33°21'24.5" N 133°15'49.7" E	69	-11.32	-13.32	I	NoNokawa Formation	33°18'29.5" N 133°15'10.8" E
33	-13.31	-11.53	I	Shimotsui Formation	33°24'20.2" N 133°24'36.7" E	70	-16.18	-13.54	I	NoNokawa Formation	33°18'26.3" N 133°15'00.7" E
34	-22.28	-13.71	I	Shimotsui Formation	33°24'45.4" N 133°25'18.1" E	71	-13.54	-14.68	II	Unclassified Melange zone	33°30'29.2" N 133°50'16.8" E
35	-18.03	-13.48	I	Shimotsui Formation	33°24'45.4" N 133°25'18.1" E	72	-11.94	-14.07	II	Unclassified Melange zone	33°30'23.0" N 133°50'41.6" E
36	-18.54	-13.13	I	Shimotsui Formation	33°24'31.3" N 133°25'38.6" E	73	-10.36	-14.77	I	Unclassified Melange zone	33°30'23.0" N 133°50'38.8" E
37	-14.98	-13.01	I	Shimotsui Formation		74	-11.87	-14.20	I	Okitsu Melange	33°13'09.1" N 133°14'39.5" E

Fig. 4. Values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ of calcite plotted against the paleotemperature of the host rock. The shaded zone shows the lowest values for each site.

Fig. 5. Values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ of calcite plotted against the paleotemperature of the host rock.

状などの違いを超えて、様々なステージでカルサイトが沈殿する中において、たまたま被熱温度がピークの時期に沈殿したカルサイトが、軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値を持ったと解釈される。そのため各地域には沈殿時期によって様々な $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が存在するが、そのうちの最も軽い値はその地域の被熱温度と比例したのだろう。

流体の起源の影響を受けやすいとされる $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値は、いずれも -12.53‰ から -14.15‰ のほぼ一定の値に集中した。被熱温度がピークの時期に沈殿したと解釈されるカルサイト脈もこの範囲内にプロットされた。これは年代、岩相、変形相と関係なくいずれのカルサイト脈も類似の起源の流体から沈殿した可能性を示唆する。カルサイトと、それを沈殿させた流体の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値の関係は次のように表される (Schwarcz et al., 1976; O'Neil et al., 1969)。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{CaCO}_3) - \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{H}_2\text{O}) = 2.78(10^6/\text{T}^2) - 2.89$$

T: カルサイト脈の沈殿温度(K)

Fig. 6. Values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ of the calcite source fluid plotted against the paleotemperature of the host rock.

Fig. 7. Schematic section of the fluid source model for an accretionary body at seismogenic depths.

ここで上述のピーク温度時に沈殿したと解釈されるカルサイト脈を用い、その $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値と被熱温度からカルサイトを沈殿させた流体の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値を求めた。その値は $+2.79\text{‰}$ から $+8.85\text{‰}$ と推定される (Fig. 6)。この本論の $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値は一般的な海水 (0‰) と変成水 ($+5 \sim +25\text{‰}$) もしくはマグマ水 ($+6 \sim +9\text{‰}$) (Hoefs, 2018) の中間的な値である。本調査地域には火成岩は報告されておらず、貫入岩の接触変成作用によって被熱したとは考えられていない (坂口ほか, 1992)。そのためこれらのカルサイトは主に変成水を起源とする流体から沈殿したと考えられる。ただし、低温で沈殿したであろう試料は $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値が約 $+2.78\text{‰}$ であるのに対し、高温で沈殿したであろう試料ほど $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値が約 $+8.85\text{‰}$ と重くなっていく (Fig. 6)。これは浅部ほど海水の影響を受けている可能性も考えられるが、海水の存

在を強く示唆するものではなく、同位体分別係数の温度依存性によって岩石にバッファされた流体からカルサイトが沈殿したためだと考えられる。

ま と め

四国四万十帯の白亜系中に広く産する小規模なカルサイト脈の $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値および $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 値を調査した。同一の地質体であっても様々な $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値が得られたが、カルサイト脈の産状、地質体の岩相、変形相との間に明確な相関は見られなかった。一方で各地域の $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ データのうち最も軽い値は、その地域の被熱温度と比例することがわかった。おそらく鉱物脈には様々なステージのものがあ、高温の時期に沈殿した結晶は軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値を有すると考えられる。各地域の最も軽い $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 値を持つカルサイトが地質体のピーク温度に近い時期に沈殿したと考えられ、その $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 値から流体の起源は変成水主体と考えられる。

沈み込み帯の地震発生深度の付加体ボディには変成水を起源とする現地性の流体が分布しており、鉱物脈の元となる亀裂や小断層は長期にわたって流路として機能し、異なるステージにカルサイトは沈殿していると考えられる (Fig. 7)。

謝 辞

本研究におけるカルサイト脈の同位体測定は高知大学海洋コア総合研究センターにおいて行われ、技術員の皆さまには毎度の測定において便宜を図って頂いた。また、本研究は科学研究補助金(基盤研究(C)19K04019)の一部を使用した。記して感謝の意を表する。

文 献

- Bons, P. D., 2000, The formation of veins and their microstructures. *J. Virtual Explorer*, 2, Paper 4, doi: 10.3809/jvirtex.2000.00007.
- Bottinga, Y., 1967, Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.*, 72, 800–808.
- Clayton, R. N. and Steiner, A., 1975, Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1179–1186.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belt and accretionary wedges. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 88, 1153–1172.
- Hashimoto, Y., Eida, M., Kirikawa, T., Iida, R., Takagi, M., Furuya, N., ..., Yoshimitsu, T., 2012, Large amount of fluid migration around shallow seismogenic depth preserved in tectonic mélange: Yokonami mélange, the Cretaceous Shimanto Belt, Kochi, Southwest Japan. *Isl. Arc*, 21, 53–64.
- Hoefs, J., 2018, *Stable Isotope Geochemistry*, 8th eds., Springer, 437p.
- Hyndman, R. D., Wand, K. and Yamano, M., 1995, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 100, 15373–15392.
- Ikesawa, E., Sakaguchi, A. and Kimura, G., 2003, Pseudotachylite from an ancient accretionary complex: Evidence for melt generation during seismic slip along a master décollement? *Geology*, 31, 637–640.
- 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編, 2003, 地震発生と水: 地球と水のダイナミクス, 東京大学出版会, 392p. [Kasahara, J., Toriumi,

- M. and Kawamura, K., 2003, *The Role of Water in Earthquake Generation*. Univ. Tokyo Press, 392p.]
- Kastner, M., Elderfield, H. and Martin, J. B., 1991, Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 335, 17–33.
- 甲藤次郎・波田重熙・岡村 真・田代正之・平朝彦・寺戸恒夫, 1991, 高知県温泉水脈推定基礎地質図. 内外地図. [Katto, J., Hada, S., Okamura, M., Tashiro, M., Taira, A. and Terado, T., 1991, *Geological and Mineral Spring Resources Map of Kochi Prefecture*. Naigai Map Production Inc.]
- 君波和雄・小柳津篤・石濱茂崇・三浦健一郎, 2000, 四国西部の白亜系四万十層群の砂岩化学組成と四万十帯北帯における岩石相ユニットの対比. 地質学論集, 57, 107–117. [Kiminami, K., Oyaizu, A., Ishihama, S. and Miura, K., 2000, Chemical composition of sandstones from the Cretaceous Shimanto Belt, western Shikoku, Japan, and correlation of petrofacies units in the Northern Shimanto Belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 57, 107–117.]
- 北村真奈美・向吉秀樹・廣瀬丈洋, 2014, 付加体内部に発達する断層の変量と幅との相関関係. 地質雑, 120, 11–21. [Kitamura, M., Mukoyoshi, H. and Hirose, T., 2014, The relationship between displacement and thickness of faults in the Shimanto accretionary complex. *J. Geol. Soc. Japan*, 120, 11–21.]
- Morohashi, K., Okamoto, A., Satish-Kumar, M. and Tsuchiya, N., 2008, Variation in stable isotope compositions ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of calcite within exhumation-related veins from the Sanbagawa metamorphic belt. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 103, 361–364.
- Mukoyoshi, H., Sakaguchi, A., Otsuki, K., Hirano, T. and Soh, W., 2006, Co-seismic frictional melting along an out-of-sequence thrust in the Shimanto accretionary complex. Implications on the tsunamigenic potential of splay faults in modern subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245, 330–343.
- Nishiyama, N., Sumino H. and Ujiie K., 2020 Fluid overpressure in subduction plate boundary caused by mantle-derived fluids. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 538, 116199. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116199.
- Ohmori, K., Asahiko, T., Hidekazu, T., Arito, S., Makoto, O. and Atsuo, A., 1997, Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism Shikoku, Japan: Role of an out-of-sequence thrust. *Geology*, 25, 327–330.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N. and Mayeda, T. K., 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51, 5547–5558.
- 坂口有人・大森琴絵・山本浩志・相原安津夫・岡村 真, 1992, 輝炭反射率からみた四国四万十帯北帯の熱構造: 高知県中西部を例として. 高知大学学術研究報告, 41, 29–48. [Sakaguchi, A., Ohmori, K., Yamamoto, K., Aibara, A. and Okamura, M., 1992, Paleogeothermal structure of the Cretaceous Shimanto Belt analyzed by vitrinite reflectance, central Shikoku, southwest Japan. *Kochi Univ. Res. Rep.*, 41, 29–48.]
- Sakaguchi, A., 1996, High paleogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan. *Geology*, 24, 795–798.
- Schwarcz, H. P., Harmon, R. S., Thompson, P. and Ford, D. C., 1976, Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 657–665.
- Sibson, R. H., Moore J. M. M. and Rankin A. H., 1975, Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 131, 653–659.
- Sweeney, J. J. and Burnham, A. K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 74, 1559–1570.
- 平朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地

質とその起源. 四万十帯の地質と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集, 平 朝彦・田代正之編, 林野弘済会高知支部, 319-389. [Taira, A., Tashiro, M., Okamura, M. and Katto, J., 1980, The geology of the Shimanto Belt in Kochi Prefecture, Shikoku, Japan. In Taira, A. and Tashiro, M., eds., *Geology and Paleontology of the Shimanto Belt*. Rinyakoseikai Press, Kochi, Japan, 319-389.]

Yamaguchi, A., Ujiie, K., Nakai, S. and Kimura, G., 2012, Sources and physicochemical characteristics of fluids along a subduction-zone megathrust: A geochemical approach using syn-tectonic mineral veins in the Mugi mélange, Shimanto accretionary complex. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **13**, Q0AD24, doi: 10.1029/2012GC004137.

[URL1] 国土地理院, 電子国土ウェブ (Geospatial Information Authority of Japan, Digital Topographic Map), <https://maps.gsi.go.jp/#5/36.102376/140.097656/&base=std&ls=std&disp=1&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0m0f1>.

以下の Appendix は、オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています。 <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Fig. A1. Locations of vein samples with annotations corresponding to sample numbers in Table 1. Base maps are partly modified from the Digital Topographic Map (Geospatial Information Authority of Japan).

(著者プロフィール)

内田菜月 国際航業株式会社. 21 年 山口大学院創成科学研究科博士前期課程地球圏物質科学系専攻地球科学コース修了. 19 年 山口大学理学部地球圏システム科学科卒, 本研究では野外調査・同位体分析・総括・原稿執筆を担当.

村山雅史 高知大学農林海洋学部教授. 本研究では同位体分析・議論を担当.

松原友輝 株式会社字部建設コンサルタント. 19 年 山口大学地球圏システム科学科卒, 同年 4 月から現職, 本研究では地質調査の一部を担当.

坂口有人 山口大学創成科学研究科教授. 本研究では議論・原稿粗稿の推敲を担当.

(要 旨)

内田菜月・村山雅史・松原友輝・坂口有人, 2021, 四国四万十帯カルサイト脈の同位体組成からみた沈み込み帯地震発生深度の流体の起源. 地質雑, **127**, 701-708. (Uchida, N., Murayama, M. Matsubara, Y. and Sakaguchi, A., 2021, Fluid source of seismogenic accretionary body based on calcite isotope ratio, Shimanto complex, Shikoku, southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **127**, 701-708.)

流体は断層運動と密接に関係していると考えられているが, 沈み込み帯地震発生深度における流体の起源は未だよくわかっていない. 四国四万十帯には地震発生深度を経験した岩石が露出し, 流体移動の痕跡であるカルサイト脈が普遍的に産する. カルサイト脈の同位体組成とビトリナイト反射率による地質体の古地温とを比較したところ, ひとつの地域であっても $\delta^{13}\text{C}$ 値は幅広い値をとるが, そのうち最も軽いものは古地温と負の相関を示した. これは各地域の $\delta^{13}\text{C}$ のうち最も軽い値が, その地質体のピーク温度時に捕獲されたものであると解釈される. これらの試料の捕獲温度と $\delta^{18}\text{O}$ 値から変成水を起源とする流体がカルサイトを沈殿させたと推定された. 地震発生深度の 140°C から 240°C の付加体ボディ中の流体は現地性の変成水が主体なのであろう.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会