

赤石山地四万十帯，上部白亜系犬居メランジュ形成時・ 形成後の温度圧力条件：流体包有物による検討

杉山裕規子¹・狩野謙一¹・M. SATISH-KUMAR¹

P-T conditions of the Upper Cretaceous Inui mélange in the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan: constraints from fluid inclusions

Yukiko SUGIYAMA¹, Ken-ichi KANO¹ and M. SATISH-KUMAR¹

Abstract Pressure and temperature (P-T) conditions of syn- and post-mélange formations of the Inui Mélange in the Shimanto Belt, Akaishi Mountains, were estimated by fluid inclusion analysis. The Inui mélange is mainly of tectonic origin and was formed along a decollement in a subduction zone in the Late Cretaceous to the earliest Paleogene time. Several stages of vein development during the syn- and post-mélange formations were recognized. Fluid inclusion analyses were carried out on syn-mélange quartz veins and a post-mélange quartz vein, classified based on the cross-cutting relationships with mélange fabrics such as pressure-solution cleavages. The P-T conditions of the syn-mélange veins were in the range of 200 MPa to 320 MPa and 140°C to 240°C, whereas those of the post-mélange vein were in the range of 290 MPa to 350 MPa and 210°C to 290°C. Assuming the water depth between 0 to 6,000 m and total fluid pressure was equal to lithostatic pressure, the geothermal gradient of the syn- and post-mélange formations were estimated to be between 15°C/km and 30°C/km. This geothermal gradient is characteristic of sediment-dominated subduction zones.

Key words: Inui mélange, Shimanto Belt, fluid inclusion, P-T condition, geothermal gradient

はじめに

低変成度の地質体である四万十帯では，緑色岩の変成鉱物組み合わせ (Toriumi & Teruya, 1988)，碎屑岩のビトリナイト反射率 (Mori & Taguchi, 1988；坂口ほか, 1992など)，泥質岩のイライト結晶度 (Awan & Kimura, 1996；Tanabe & Kano, 1996など) とイライト b_0 値 (Awan & Kimura, 1996など) によって続成一弱変成度の解析が行われてきた。しかし，緑色岩は四万十帯では稀であり，低変成度では変成鉱物組み合わせは余り良い指標とはならない。また，ビトリナイト反射率，イライト結晶度では最高被熱温度，イライト b_0 値では最高圧力しか推定することができない。

そこで近年，四万十帯では流体包有物による続成一変成度の解析が行われるようになってきた (Sakaguchi,

1999; Lewis *et al.*, 2000; Hashimoto *et al.*, 2002など)。流体包有物は，鉱物の結晶が晶出する際に周囲にあった流体が結晶内に閉じ込められたもので，取り込まれた当時の温度圧力条件を保存している (Roedder, 1984)。したがって，形成ステージの異なる鉱物脈を利用することによって，温度圧力履歴の解析を行うことができる (Vrolijk *et al.*, 1988)。

四万十帯には幅広くメランジュユニットが分布している。それらのうち，緑色岩体の岩塊を持ち層平行剪断変形組織が発達する幅広いメランジュ帯は，プレート沈み込み帯で形成されたデコルマンの化石とみなされている (Kimura & Mukai, 1991; Kano *et al.*, 1991など)。それらのメランジュ中には，鉱物脈が頻繁に観察でき，その中には流体包有物が普遍的に存在する。したがって鉱物脈中の流体包有物を利用した温度圧力条件の解明は，沈

¹静岡大学理学部地球科学教室，422-8529 静岡市大谷836

¹Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan
E-mail: sekkano@ipc.shizuoka.ac.jp (K. K.)

み込み帯で起きている現象を解く鍵となりうる。

本論では、赤石山地四万十帯の最上部白亜系一下部古第三系？犬居層群のメランジュ中に存在する流体包有物を用いた解析によって、メランジュ形成時と形成後の温度圧力条件を見積もることを試みる。本論で得られた結果のテクトニックな意義、および他地域の四万十帯での流体包有物の解析結果や他の手法を用いた続成—変成作用の解析結果との対応については、別報で議論する。

地質概説

四国および紀伊半島の四万十帯では、その内部を構成する付加ユニットはほぼ東西方向の走向を持つものに対して、赤石山地では、南西部で北東—南西方向の、北東部で南北方向の走向を持っている（図1a）。このうち西部の赤石裂線と光明断層に挟まれた赤石構造帯および東部の笹山構造線と糸魚川—静岡構造線に挟まれた瀬戸川帯を除いた四万十帯中に分布する付加ユニットは、北から、赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群、三倉層群に区分され、南にいくほど若いユニットで構成されている（Kano & Matsushima, 1988）。

このうち犬居層群は、レンズ状砂岩をクラストとした泥岩基質のメランジュを主体とし、酸性凝灰岩、黒色泥岩などを伴い、幅10 km前後にわたって分布している。このメランジュを犬居メランジュと呼ぶ。本層群の泥質岩からは、白亜紀末期のマーストリヒト期～古第三紀初期？の放散虫化石群集を産出する（村松, 1986）。犬居メランジュ中には緑色岩岩塊を伴い、層平行剪断による非対称変形組織が発達している。この化石年代と広域的な剪断センスの解析から、犬居メランジュは白亜紀末期のマーストリヒト期から古第三紀初期？にかけてのアジア大陸に対して左斜めに沈み込む太平洋プレートとの間のデコルマンに沿って形成された構造性メランジュであるとされている（Kano *et al.*, 1991）。この犬居メランジュ中には、様々なステージで注入された鉱物脈が豊富に含まれ、その中に存在する流体包有物を解析するのに適している。

試料採取は、大札山付近の南赤石幹線林道（大札山）および千頭南西方の大井川河床（千頭南）の2露頭で行った。北西—南東の地層の走向方向と大局的には北西傾斜の構造から見て、大札山よりは千頭南のほうが1~2 kmほど南東方、すなわち構造的にはより下位に位置している（図1b）。両地点の試料はともに泥岩基質、砂岩クラストで構成されている。泥岩基質中には鱗片状劈開が発達し、劈開の表面には明瞭な線構造が認められる。この鱗片状劈開は、薄片上で圧力溶解劈開に相当するもので、砂岩クラストはその周囲をこの劈開に取り囲まれている。これらから、鱗片状劈開はメランジュ形成時に形成されたものだと考えられる。砂岩クラストは数cm~数10 cm以下の大きさである。

大札山の試料採取地点周辺には、犬居メランジュとしては一般的な岩相を持つメランジュが分布している。このメランジュ中の砂岩クラストは角礫状の形態をとるものが多く、レンズ状化は進んでいない（図2a）。一方千頭

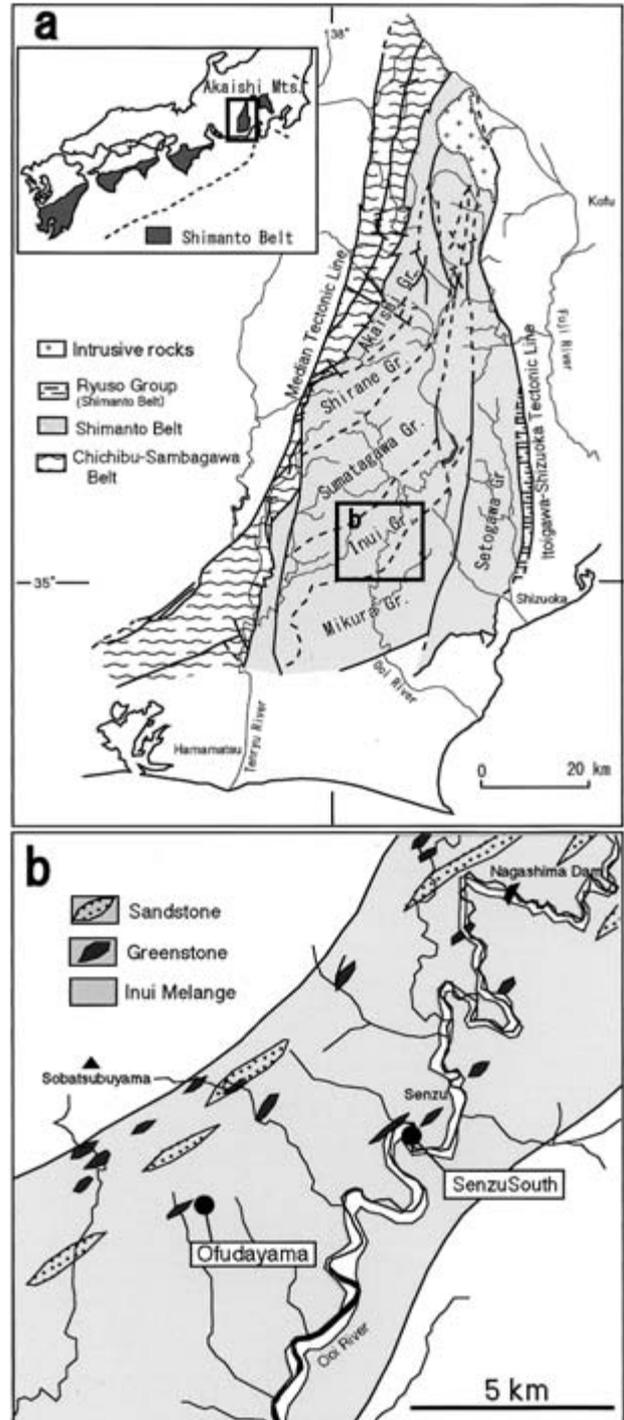


図1 赤石山地四万十帯の地質概略図 (a), および大井川中流地域の犬居層群の地質概略図と試料採取地点（大札山, 千頭南）の位置 (b)。

Fig. 1 Tectonostratigraphic division of the Shimanto Belt (inset) in the Akaiishi Mountains (a), and simplified geologic map of the Inui Group around the sampling area (b).

南のメランジュは、波長数10 cmのオーダーの複雑な褶曲をとめない、犬居メランジュとしては、最も強く変形を受けているような外観を呈している。この褶曲はメランジュ中の岩塊の形態や配列に支配されていないことから、メランジュ組織が形成された後に起こったと考えら

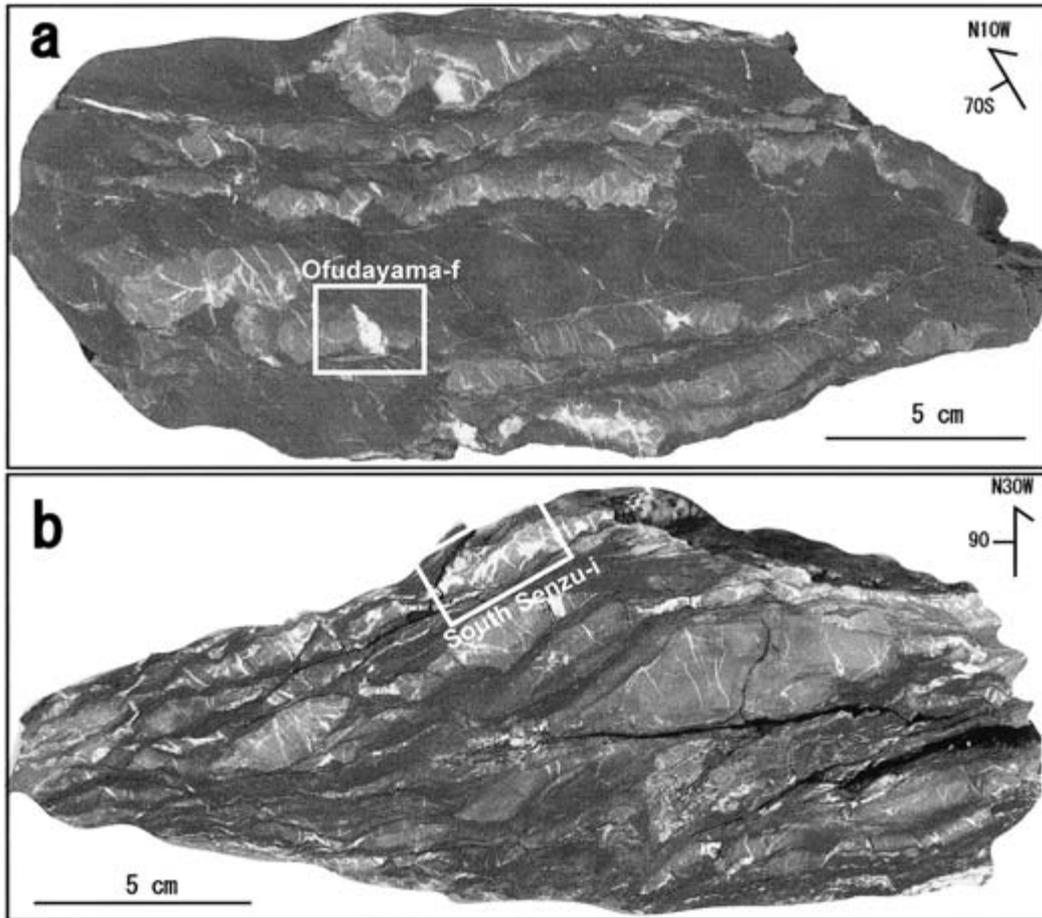


図2 メランジュの鱗片状劈開に直交，線構造に平行方向（XZ方向）の研磨面写真．a：大札山，角礫状の砂岩クラストが多い．b：千頭南，レンズ状の砂岩クラストが多く，膨縮構造も見られる，画面上で右横ずれを示すS-C状非対称剪断変形組織が発達．白枠は流体包有物測定用の薄片作成位置．

Fig. 2 Photographs of polished slabs of the Inui mélange cut perpendicular to the scaly foliation and parallel to the lineation (XZ section). (a) Ofudayama sample that contains angular sandstone clast. (b) South Sensu sample that contains lensoidal sandstone clasts, and have pinch-and-swell-structures and distinct composite planar fabrics showing dextral shear. White rectangle in each sample represents the part of the vein selected for fluid-inclusion analyses.

れる．また大札山の試料に比べると，千頭南では膨縮（pinch and swell）構造やレンズ状化が進んでおり，レンズ状クラストと鱗片状劈開の配列によって規定され，剪断センスの指標となるS-C状非対称複合面構造が観察できる（図2b）．

鉱物脈の産状

大札山・千頭南のどちらのメランジュ中にも，石英脈，方解石脈が存在している．方解石脈は0.2 mm～1 cmのサイズの不規則な形のパッチ状で，砂岩クラストの内部に存在している．石英脈は平板状で，クラスト・基質両方にわたって存在し，クラストのすぼんだ（pinchした）部分に集中しているものもある．脈の厚さは，いずれも1 cm以下，平均1～2 mmである．肉眼と薄片観察に基づくと，それぞれの試料において石英脈，方解石脈は複数ステージにわたって注入されているのが確認できる．観察された鉱物脈は，以下のように7ステージに分類できる．これらを古期から新期に向かってS₁，S₂，…，S₇と呼ぶことにする．このうち，大札山ではステージS₁，S₂，

S₃およびS₆，千頭南ではステージS₁からS₇の鉱物脈が観察された．

S₁：クラスト内部にのみ存在しているパッチ状の方解石脈．

S₂：クラスト・基質の両方にわたって存在している平板状の石英脈．

S₃：S₂の石英脈の中央部を埋める方解石脈．

S₄：S₂とS₃の鉱物脈を切り，クラスト・基質の両方にわたって存在している平板状の石英脈．

S₅：S₄の石英脈の中央を埋める方解石脈．

S₆：基質中の劈開に沿って注入している石英脈．

S₇：露頭スケールでメランジュ組織を切る断層を埋める石英脈．

これらのうちS₃とS₅の方解石脈は，それぞれS₂とS₄の石英脈の中央部を埋めていることから（図3a，b），それぞれS₃とS₅の脈が後のステージでの注入であることがわかる．そして，S₂とS₄の石英脈は，メランジュ形成と関連した圧力溶解劈開と切った切られたの関係を示している（図3a，b）ことから，S₂とS₄の石英脈はメランジュ形成時のものと認定できる．S₇の石英脈（図3c）は，

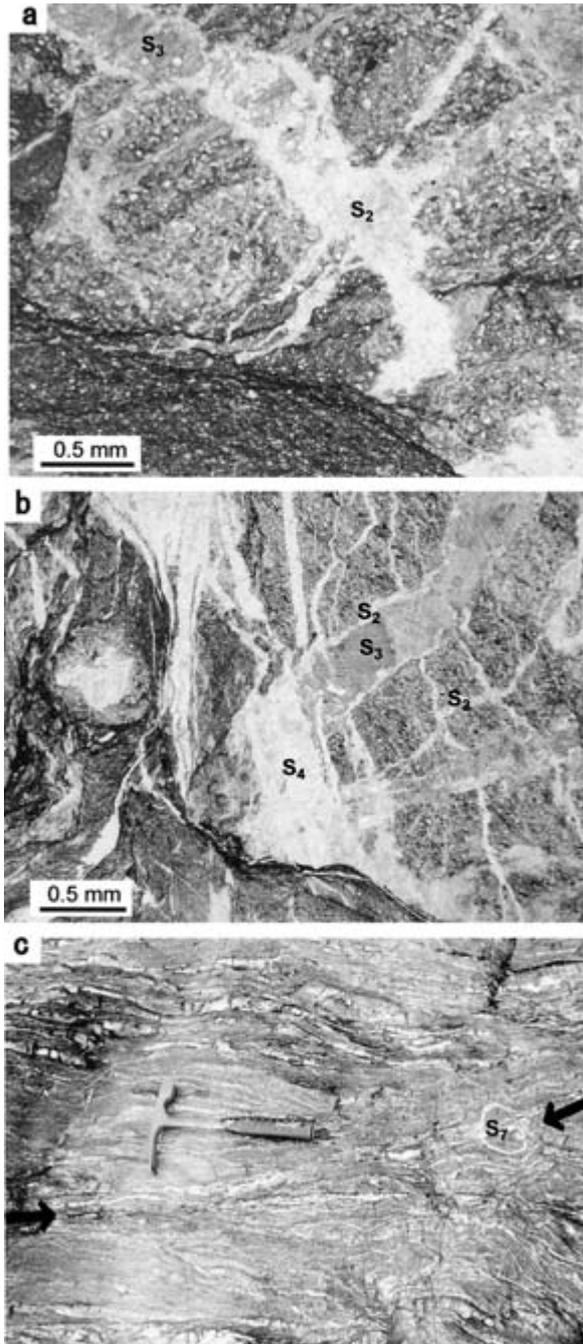


図3 鉱物脈の産状。a: ステージ S_3 の方解石脈が S_2 の石英脈の中央部を埋め、この石英脈は圧力溶解劈開（黒色の筋）と切った切られたの関係を示す（大札山f）（クロスニコル）。b: ステージ S_4 の石英脈は、 S_2 および S_3 の鉱物脈を切り、圧力溶解劈開と切った切られたの関係を示す（千頭南i）（クロスニコル）。c: メランジュ組織を切断する断層（黒矢印を結ぶ位置）に沿ったステージ S_7 の石英脈（右側黒矢印の左が千頭南eの試料採取位置）。

Fig. 3 Occurrence of mineral veins. (a) Photomicrograph of S_2 quartz vein showing crosscutting relationships with pressure solution cleavages (black curvilinear lines) and filled by S_3 calcite veins in the central part (Ofudayama-f) (crossed-nicols). (b) Photomicrograph of S_4 quartz vein that cut across S_2 quartz and S_3 calcite veins, showing crosscutting relationships with pressure solution cleavages (black curvilinear lines) (South Senzu-e) (crossed-nicols). (c) Field photograph showing S_7 quartz vein along a small fault (arrow). Sample for fluid-inclusion analysis collected from the head of right arrow.

明らかにメランジュ組織形成後に注入されている。

本研究では、メランジュ形成時と認定された S_2 に属する試料名大札山f、千頭南aおよび S_4 に相当する千頭南iと、メランジュ形成後と認定された S_7 に属する千頭南e、合計4つの石英脈について解析を行った。

流体包有物の産状

今回解析した石英脈については、細くて結晶が小さい脈には流体包有物はほとんど含まれていない。太くて結晶が大きい脈であっても、初期に晶出した縁の方の結晶には流体包有物はほとんど含まれず、後期に晶出した中央部の結晶に多く含まれている。その中には、包有物が不規則に分布している結晶と、結晶内に結晶と同じ形に包有物が非常に多く集中して含まれる部分がある結晶がある。また、同一結晶内に結晶が晶出した際に取り込まれた初生包有物と、既存の結晶内にできた破断や亀裂を癒合する際に取り込まれた二次包有物が含まれている（図4）。初生包有物は最大径 $10\mu\text{m}$ 程度、二次包有物は最大径 $5\mu\text{m}$ で、 $1\mu\text{m}$ かそれ以下のものがほとんどである。初生包有物・二次包有物にはともに液体1相の包有物と気液2相の包有物があり、初生包有物については、これらが一つの結晶内で共存している（図4）。液体1相の包有物の方が個数はやや多い。分布については、同じ種類どうして集中することなく不規則である。これらのうち測定には、径 $3\sim 10\mu\text{m}$ 程度の初生包有物のみを用いた。

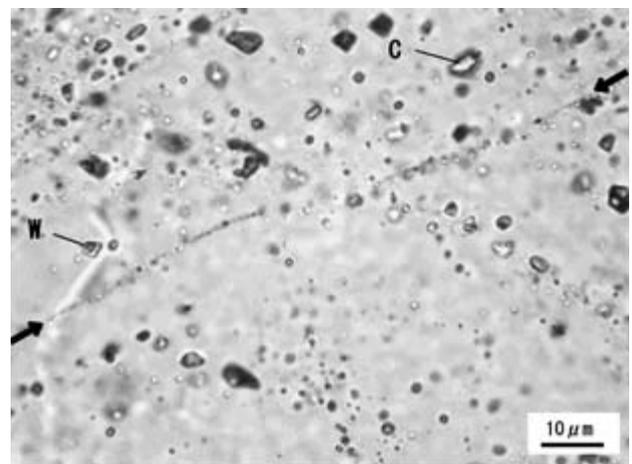


図4 石英脈中の流体包有物の写真。初生包有物と二次包有物（矢印に沿って連続する少径のもの）が存在。初生包有物はメタン包有物（C）と水に富む包有物（W）が共存（千頭南e）。

Fig. 4 Photomicrograph showing the occurrence of fluid inclusions in quartz vein. (South Senzu-e). Note the co-occurrence of randomly distributed primary inclusions in quartz crystal and secondary ones (array of smaller inclusions indicated by arrows). C and W indicates methane and water-rich primary inclusions, respectively.

これらの流体包有物の組成を決定するために、東京大学大学院理学研究科地殻化学実験施設のレーザーラマン分光分析装置を用いて、計27個の液体1相の流体包有物と、計17個の気液2相の流体包有物について検討した。その結果、いずれのサンプルにおいても、液体1相の包有

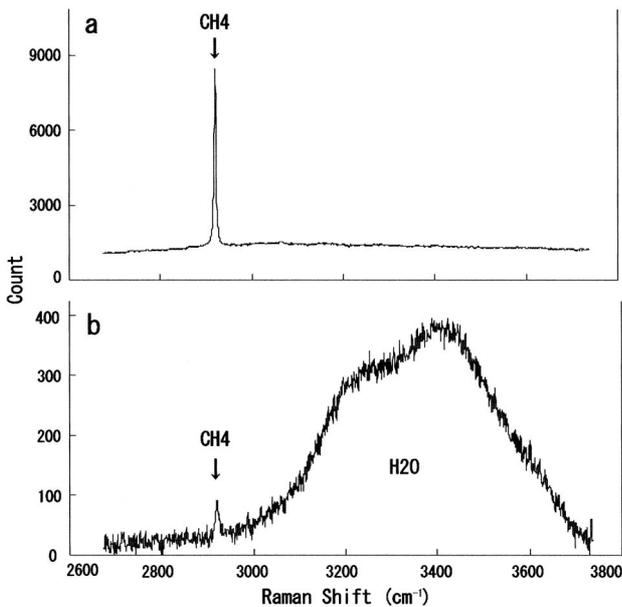


図5 レーザラマン分光分析結果の例。a: 液体1相のメタンからなる包有物 (千頭南e)。b: 気液2相の包有物で少量の水とメタンからなる (千頭南e)。

Fig. 5 Examples of Laser Raman spectroscopy. (a) Methane-rich inclusion from the sample South Senzu-e. (b) Two-phase inclusion from South Senzu-e vein containing water and small quantities of methane.

物は, $2,919\text{ cm}^{-1}$ 付近にラマンスペクトルが検出され (図5a), メタンの包有物であることが確認できた。気液2相の包有物については, $2,922\text{ cm}^{-1}$ 付近のラマンスペクトルと, $3,200\sim 3,400\text{ cm}^{-1}$ 付近にゆるやかな山なりの高まりを持つラマンスペクトルの二種類が検出された (図5b)。これにより, 気液2相の包有物は, 少量のメタンを含む水に富む組成を持つことが確認できた。

流体包有物の解析手法

初生包有物として, メタン包有物と水に富む包有物が1つの結晶内で共存している。このことは, これらの捕獲時にはメタンと水の不混和流体が存在していたことを示している (Mullis, 1979)。この時に液体1相の状態であった水に富む包有物は, 温度低下に伴ってメタンの溶解度が下がり, メタンの気体ができて, 現在室温では気液2相の状態になっていると考えられる。この仮定をもとに, 本研究では以下の方法で温度圧力の推定を行った。

均質化温度の測定には, 静岡大学理学部地球科学教室に所属するリンカム社製の加熱冷却ステージTHMSG600と顕微鏡用加熱冷却装置L-600AとLK-600PSを使用した。加熱実験前に, 硝酸ナトリウム NaNO_3 (溶解温度 306.8°C)で標準測定をしたところ, 平均で 4.5°C 高く測定され, 個々の測定誤差は $\pm 2.3^\circ\text{C}$ であった。

最初に, 冷却実験によってメタンの包有物の均質化温度 (T_h) を測定した。この場合, メタンに富む包有物は常温では1層状態だが, -100°C になると気液2相に分かれる。この時の温度が均質化温度となる。次に, その均質化温度でのメタン密度をメタンの飽和曲線から求めた。今回は測定された値のうち, 最も低い均質化温度を採用

した。この温度はメタン密度が最も高くなる温度である。なぜならば, メタン密度は流体圧の減少によって下がることとされているので, 最も密度が高くなる均質化温度が最も岩石圧に近い状態を示していると考えられるからである (Vrolijk *et al.*, 1988)。

得られたメタン密度から, 温度圧力上昇曲線 (または等密度曲線, アイソコア: isochore) を算出した。アイソコアの計算は以下に示すKerrick & Jacobs (1981)の式に従い, メタン密度の計算とともに, Brown (1989)のMacFlinCor version 0.92のプログラムを用いて行った。

$$P = \frac{RT}{v-b} - \frac{a}{Tv(v+b)} \quad (\text{Kerrick \& Jacobs, 1981})$$

a : attractive term of MRK equations ($\text{bar cm}^6 \text{K}^{\frac{1}{2}} \text{mol}^{-2}$)

b : covolume (cm^3/mol)

P : pressure (bars)

R : gas constant ($83.14 \text{ cm}^3 \text{bar}/\text{deg mol}$)

T : temperature (Kelvin)

v : molar volume

次に, 同じ試料を用いた加熱実験によって, 水に富む包有物が気液2相から液体1相になる時の均質化温度 (T_h) を測定した。この温度はそのまま捕獲温度となる。なぜならば, これはメタンが水に飽和した時の温度であり, 捕獲時の状態を復元していると考えられるからである (Mullis, 1979; Alderton & Bevins, 1996)。今回は最も測定頻度の高い均質化温度を代表値として用いた。そして, アイソコアと捕獲温度の交点から, 捕獲圧力を決定した。

温度圧力推定結果

加熱冷却実験における均質化温度 (T_h) の測定結果は, 図6と表1に示し, また図7にもその一部を示した。メタン包有物の均質化温度は, 大札山fで $-124.8\sim -88.6^\circ\text{C}$, 千頭南aで $-130.8\sim -95.0^\circ\text{C}$, 千頭南iで $-141.8\sim -89.0^\circ\text{C}$, 千頭南eで $-136.9\sim -92.1^\circ\text{C}$ であり, すべてのサンプルにおいて近い値となった。水に富む包有物の均質化温度は, 大札山fで $138.0\sim 245.8^\circ\text{C}$, 千頭南aで $190.0\sim 196.6^\circ\text{C}$, 千頭南iで $174.9\sim 219.4^\circ\text{C}$, 千頭南eで $209\sim 289.0^\circ\text{C}$ である。したがって, 千頭南では, メランジュ形成時よりも形成後の方が高い温度値となった。

推定に用いた均質化温度と推定された温度圧力条件は, 図6, 図8および表1に示した。推定された温度圧力条件はそれぞれ次の通りである。カッコ内の数値は, 水に富む包有物の均質化温度の範囲, つまり捕獲温度の範囲と, それに伴う捕獲圧力の範囲である。

メランジュ形成時については, 大札山fで $140 (-2/+106)^\circ\text{C} \cdot 198 (-1/+66) \text{ MPa}$, 千頭南aで $190 (-0/+7)^\circ\text{C} \cdot 253 (-0/+5) \text{ MPa}$, 千頭南iで, $180 (-5/+39)^\circ\text{C} \cdot 292 (-4/+30) \text{ MPa}$ である。千頭南eでのメランジュ形成後の脈については, $240 (-31.0/+49.0)^\circ\text{C} \cdot 314 (-22/+35) \text{ MPa}$ となる。すなわち, メランジュ形成時については大札山よりも千頭南の圧力

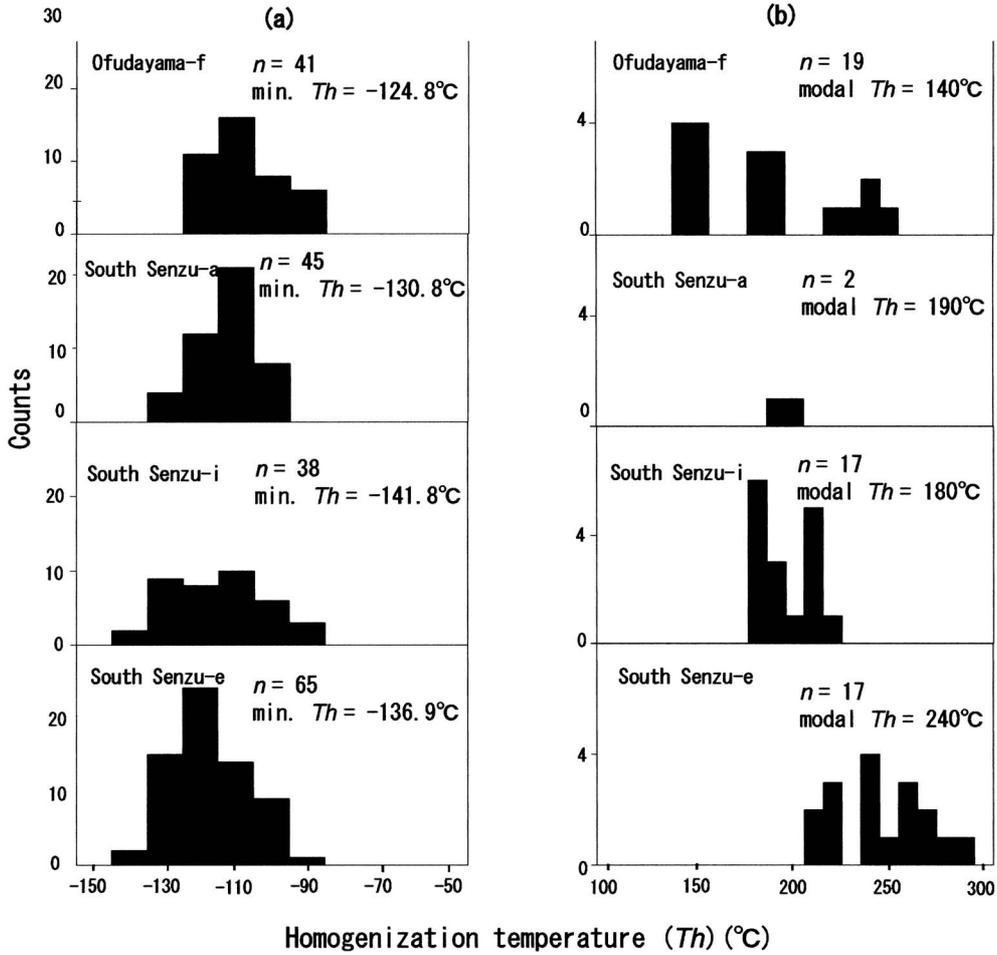


図6 均質化温度 (T_h) の測定結果. a: メタン包有物. b: 水に富む包有物.

Fig. 6 Histograms showing homogenization temperatures of methane monophase inclusions (a), and that of water-rich biphasic inclusions (b).

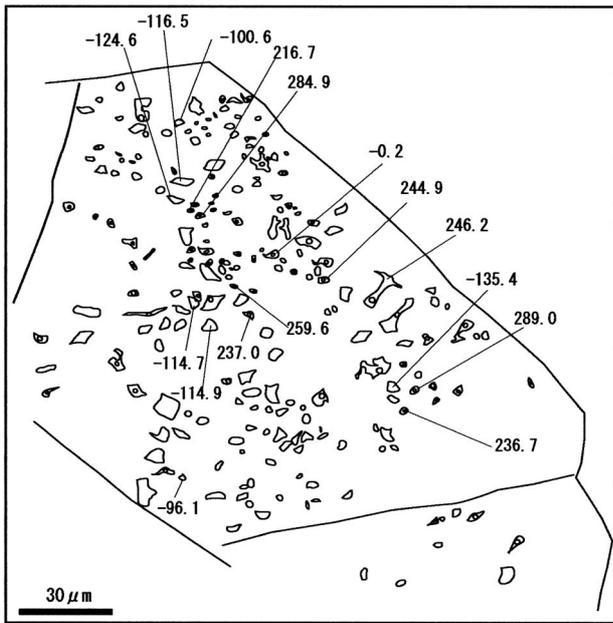


図7 石英単結晶中の流体包有物のスケッチと均質化温度の測定結果の一部 (千頭南e). 数字は均質化温度 (°C).

Fig. 7 Sketch of a thin section showing occurrence of fluid inclusions and distribution of homogenization temperatures (numerals in °C) in a single quartz crystal (South Senzu-e).

の方が高い. このことは, 大札山よりも千頭南の試料のほうが, より強く変形しているように見えることと調和的である. また, 千頭南については, メランジュ形成時よりも形成後の温度圧力の方が高い.

メランジュを形成するデコルマン帯の流体は静岩圧に近い異常間隙水圧を持つ (Moore *et al.*, 1995). また, 砂岩クラストに分け入って流体が注入されるためには, 異常間隙水圧が必要である. したがって流体が取り込まれた時には静岩圧下にあったと仮定して, 以下のように地温勾配を見積った.

Taira *et al.* (1991) によると, 現在の南海付加体のバルク密度を, 海底から深度1,300 mまでは1.5~2.5 g/cm³と徐々に高くなっていき, それ以深は2.5 g/cm³で一定だとしている. 今回の計算では, 海底から深度1,300 mまではその中間値をとって2.0 g/cm³, それ以深は2.5 g/cm³という値を用いた. また, 現在の南海トラフを参考にして, 水深は0~6,000 mの範囲と仮定した. この場合, 水深が深いほど推定捕獲深度は浅くなり, 地温勾配は高めに見積られる. 捕獲深度と地温勾配の推定結果は, 図8と表1に示す. 図8には, 仮に水深を3,000 mとした場合の15°C/kmおよび30°C/kmの地温勾配直線を描いてある. 捕獲圧力から推定された捕獲深度は, 大札山fで

表1 流体包有物解析結果.

Table 1 Results of fluid-inclusion analyses.

Sample	Stage	<i>n</i>	<i>T_h-C</i> (°C)	<i>n</i>	<i>T_h-H</i> (°C)	Trapping Pressure (MPa)	Depth (km)	Geot Gr (°C/km)
OY-f	syn	41	-124.8	19	140 (-1.6/+105.8)	197.7 (-1.2/+65.8)	6~11	17~29
SZS-a	syn	45	-130.8	2	190 (-0.0/+6.6)	252.8 (-0.0/+4.7)	8~11	18~24
SZS-i	syn	38	-141.8	17	180 (-5.1/+39.4)	291.8 (-3.8/+29.9)	10~13	15~20
SZS-e	post	65	-136.9	17	240 (-31.0/+49.0)	313.9 (-22.4/+35.2)	10~15	17~24

OY, Ofudayama; SZS, South Senzu; syn, syn-mélange formation; post, post-mélange formation; *n*, number of analysed inclusions; *T_h-C*, homogenization temperature of methane inclusion (cooling); *T_h-H*, Homogenization temperature of water-rich inclusion (heating) Depth, estimated depth from sea-bottom at lithostatic state; Geot Gr, geothermal gradient at lithostatic state.

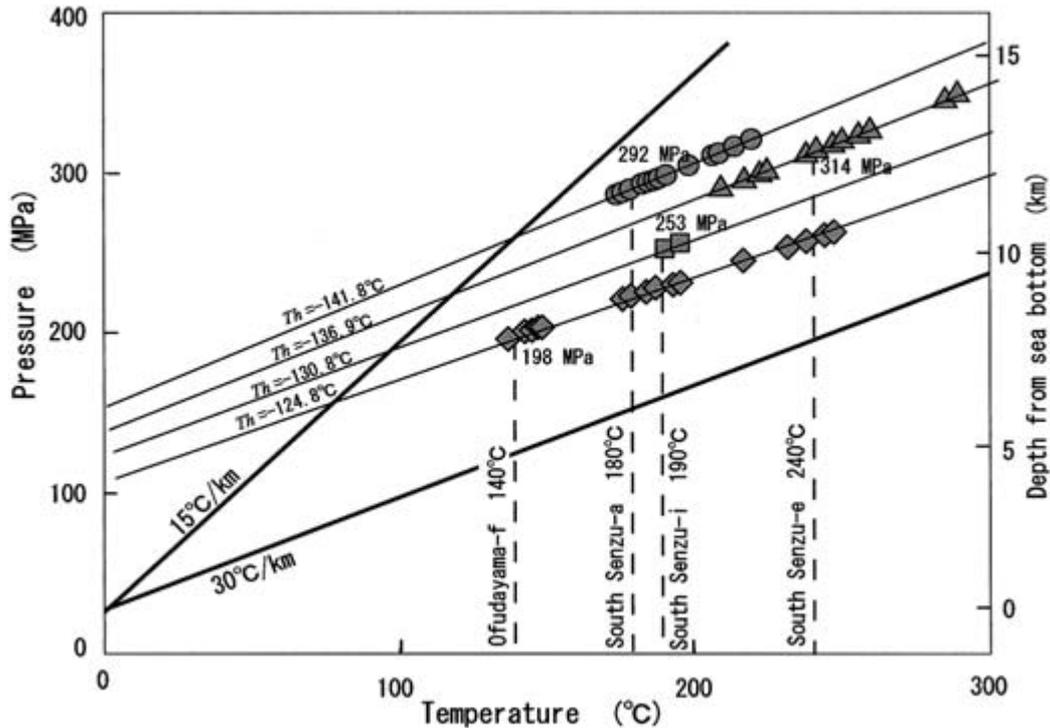


図8 犬居メランジュのメランジュ形成時・形成後の温度圧力・地温勾配の推定結果.

Fig. 8 Estimated Pressure-Temperature conditions and geothermal gradients of syn- and post-mélange formations of Inui mélangé.

6~11 km, 千頭南aで8~11 km, 千頭南iで10~13 km, 千頭南eで10~15 kmである。したがって、地温勾配は、大札山fで17~29°C/km, 千頭南aで18~24°C/km, 千頭南iで15~20°C/km, 千頭南eで17~24°C/kmと推定される。

冷たい海洋プレートが沈み込む前弧域浅部での地温勾配は20°C/km前後と見積もられている (Underwood *et al.*, 1993のレビュー参照)。今回得られた地温勾配はこの値に近いので、沈み込み帯としては通常の範囲にあると考えられる。ただし、流体圧が静水圧に近くなれば、推定深度はより深くなり、地温勾配はより低く見積もられる。

まとめ

石英脈中の流体包有物を用いて、白亜紀末期のマーストリヒト期~古第三紀初期?に形成された赤石山地四万十帯犬居メランジュの形成時および形成後の温度圧力条

件を推定した。その結果、メランジュ形成時の温度圧力条件は、約140~240°C・約200~320 MPaの範囲であった。また、メランジュ形成後では約210~290°C・約290~350 MPaと推定され、メランジュ形成時よりも形成後のほうが、温度圧力条件が高いという結果が得られた。さらに、流体圧が静岩圧に近似していると仮定すると、メランジュ形成時・形成後の地温勾配は15~30°C/kmの範囲にあると推定される。

謝辞

レーザーラマン分光装置の使用に際して、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設の鍵 裕之助教授から御指導・御教授を賜った。また、静岡大学理学部和田秀樹教授、および道林克禎助教授には本原稿を検討していただいた。以上の方々に感謝する。

引用文献

- Alderton D. H. M. & Benvis R. E. (1996), P-T conditions in the South Wales Coalfield: evidence from coexisting hydrocarbon and aqueous fluid inclusions. *Journal of the Geological Society of London*, **153**, 265-275.
- Awan M. A. & Kimura K. (1996), Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan: an illite crystallinity and illite bo lattice spacing study. *The Island Arc*, **5**, 69-88.
- Brown P. (1989), FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, **74**, 1390-1393.
- Hashimoto Y., Enjoji M. & Kimura G. (2002), P-T conditions of cataclastic deformation associated with underplating: an example from the Cretaceous Shimanto complex, Kii Peninsula, SW Japan. *Earth Planets Space*, **54**, 1133-1138.
- Kano K. & Matsushima N. (1988), The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology*, **12**, 97-126.
- Kano K., Nakaji M. & Takeuchi S. (1991), Asymmetrical mélangé fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from the Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan. *Tectonophysics*, **185**, 375-388.
- Kerrick D. M. & Jacobs G. K. (1981), A modified Redich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *American Journal of Science*, **281**, 735-767.
- Kimura G. & Mukai A. (1991), Underplated units in an accretionary complex: Melange of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, Southwest Japan. *Tectonics*, **10**, 31-50.
- Lewis J. C., Byrne T. B., Pasteris J. D., London D. & Morgan G. B. VI. (2000), Early Tertiary fluid flow and pressure-temperature conditions in the Shimanto accretionary complex of south-west Japan: constraints from fluid inclusions. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 319-333.
- 村松 武 (1986), 赤石山地南部の四万十帯 (北帯) から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期? 放散虫化石. 地質学雑誌, **92**, 311-313.
- Mori K. & Taguchi K. (1988), Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance. *Modern Geology*, **12**, 325-339.
- Moore J. C., Shipley T. H., Goldberg D., Ogawa W., Filice F., Fisher A., Jurado M.-J., Moore G. F., Rabaute A., Yin A., Zwart G., Bruckmann W., Henry P., Ashi J., Blum P., Meyer A., Housen B., Kastner M., Labaume P., Laier T., Leitch E.C., Maltman A. J., Peacock S., Steiger T. H., Tobin H. J., Underwood M. B., Xu Y. & Zheng Y. (1995), Abnormal fluid pressures and fault-zone dilation in the Barbados accretionary prism: evidence from logging while drilling. *Geology*, **23**, 605-608.
- Mullis J. (1979), The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bulletin Mineralogie*, **102**, 526-536.
- Sakaguchi A. (1999), Thermal maturity in the Shimanto accretionary prism, southwest Japan, with the thermal change of the subducting slab: fluid inclusion and vitrinite reflectance study. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 61-74.
- 坂口有人・大森琴絵・山本浩士・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—高知県中西部域を例として—. 高知大学学術研究報告, **41**, 29-48.
- Taira A., Hill I., Fish J. and others (1991), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, Vol. 131, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 306p.
- Tanabe H. & Kano K. (1996), Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, **5**, 56-68.
- Toriumi M. & Teruya J. (1988), Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geology*, **12**, 303-339.
- Underwood M. B., Hibbard J. P. & DiTullio L. (1993), Geologic summary and conceptual framework for the study of thermal maturity within the Eocene-Miocene Shimanto Belt, Shikoku, Japan. *Geological Society of America, Special Paper*, **273**, 1-24.
- Vrolijk P., Myers G. & Moore J. C. (1988), Warm fluid migration along tectonic mélanges in the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10313- 10324.