

四国西部唐崎マイロナイトの SHRIMP U-Pb 年代

SHRIMP U-Pb ages of the Karasaki mylonites in western Shikoku, Japan

Abstract

Zircon U-Pb isotope ages have been analyzed by the Sensitive High Resolution Ion MicroProbe (SHRIMP) in an leucocratic amphibolite mylonite from the Karasaki mylonites, western Shikoku, Japan which has been considered to belong to the "Paleo-Ryoke" belt. Eight zircon grains from the sample yielded U-Pb ages of Albian (Early Cretaceous) ranging from 114.2 ± 3.9 Ma to 102.3 ± 4.5 Ma ($\pm 1\sigma$ errors). The protolith of the mylonitized leucocratic amphibolite has been inferred to be basaltic volcanic sandstones, because the SiO_2 content is low (49 wt.%), and the leucocratic amphibolite (consisting of albite and epidote rich, and chlorite and epidote rich layers alternates with amphibole rich and chlorite rich layers on the order of a few mm, suggestive of original sedimentary layering. All the zircon grains can be inferred to be detrital based on both the facts that they were abraded possibly due to sedimentation processes, and that they show oscillatory zoning indicating igneous (primary) texture. The small range of U-Pb ages varying ca. 110 Ma suggests that the zircon grains in the volcanic sandstones were supplied only from the Oshima metamorphic rocks of the Maana belt and the Higo plutonic rocks of the Higo belt whose U-Pb zircon ages were dated as ca. 110 Ma. The fact clearly indicates that the metamorphic rocks (Karasaki mylonites) originated from post-Albian sediments also constitute as a new member of the "Paleo-Ryoke" belt.

Key words: Karasaki mylonite, SHRIMP, U-Pb age, zircon, Paleo-Ryoke belt

坂島俊彦* 寺田健太郎*
竹下 徹* 早坂康隆*
佐野有司* 日高 洋*
高橋嘉夫*

*Toshihiko Sakashima**

*Kentaro Terada**

*Toru Takeshita**

*Yasutaka Hayasaka**

Yuji Sano Hiroshi Hidaka**

*and Yoshio Takahashi**

1999年5月31日受付.

2000年2月8日受理.

* 広島大学理学部地球惑星システム学教室

Department of Earth and Planetary Systems
Science, Faculty of Science, Hiroshima University,
Higashi-Hiroshima 739-8526, Japan

はじめに

四国西部の三波川帯北縁部には、唐崎層（命名：武田ほか，1981）または唐崎マイロナイト（命名：原ほか，1991）と呼ばれる地質体が分布している（Fig. 1）。唐崎マイロナイトは、双海ナップと呼ばれる三波川帯の泥質片岩（ごくろ石帯）の構造的上位にナップとして載っており、三波川帯分布域中にクリッペ状に分布する（Fig. 2, Hara et al., 1992；吉村・高木，1997，1999）。唐崎マイロナイトの構成岩類は、角閃岩（一部ザクロ石角閃岩）、石英長石質片麻岩、ザクロ石黒雲母片麻岩および石灰質片麻岩を原岩とし、緑色片岩相条件下において強くマイロナイト化作用を被っているとされる（武田ほか，1987）。地体構造論的には、四国西部において御荷鉾帯の構造的上位に位置する真穴帯（武田ほか，1993）の大島変成岩（高木，1991）に対比され、唐崎-真穴ナップ（武田ほか，1993）とも呼ばれており、そのハイマートとして肥後変成岩（Yamamoto，1962）が推察されている（武田ほか，1993）。唐崎-真穴

ナップおよび肥後変成岩は、古領家帯の一部を構成していたとされる（Hara et al., 1992；武田ほか，1993）。以下に古領家帯の概要について説明する。

三波川帯の構造的上位には、領家帯に対比される地帯の存在（矢部，1963）、領家帯南翼部の存在（Ichikawa，1964）、領家帯の基盤に対比される地帯の存在（端山，1991）および黒瀬川帯に対比される地帯の存在（Hara et al., 1992）が推察され、失われた（古）領家帯（市川，1970）、古領家古陸（端山，1991）および黒瀬川-古領家地帯（Hara et al., 1992）などと呼ばれてきた。しかし、その地帯を構成する構成岩類および起源については、詳しく解明されていない。近年、古領家帯は、領家帯と三波川帯の間に存在していた地帯と定義され、構成岩類、放射性年代（K-Ar, Rb-Sr 年代）および Sr 初生比に基づいて古領家帯は南部北上帯や阿武隈帯に対比された（高木・柴田，1996）。市川（1970）により命名された古領家帯という名称は、領家帯の南翼部もしくは基盤に相当するという成因論を含んだ名称であり、また、高木・柴田（1996）に

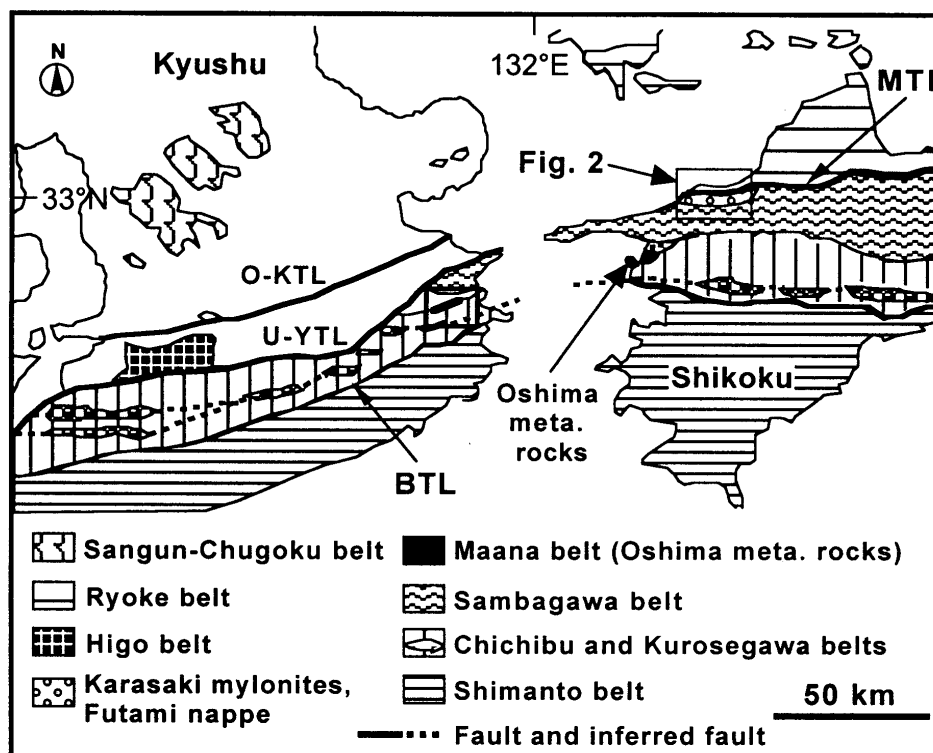


Fig. 1. Map showing the division of geological units in western Shikoku and central Kyushu, and the distribution of the Karasaki mylonites (modified after Hara et al., 1992). O-KTL: Oita-Kumamoto Tectonic Line, U-YTL: Usuki-Yatsushiro Tectonic Line, MTL: Median Tectonic Line, BTL: Butsuzo Tectonic Line.

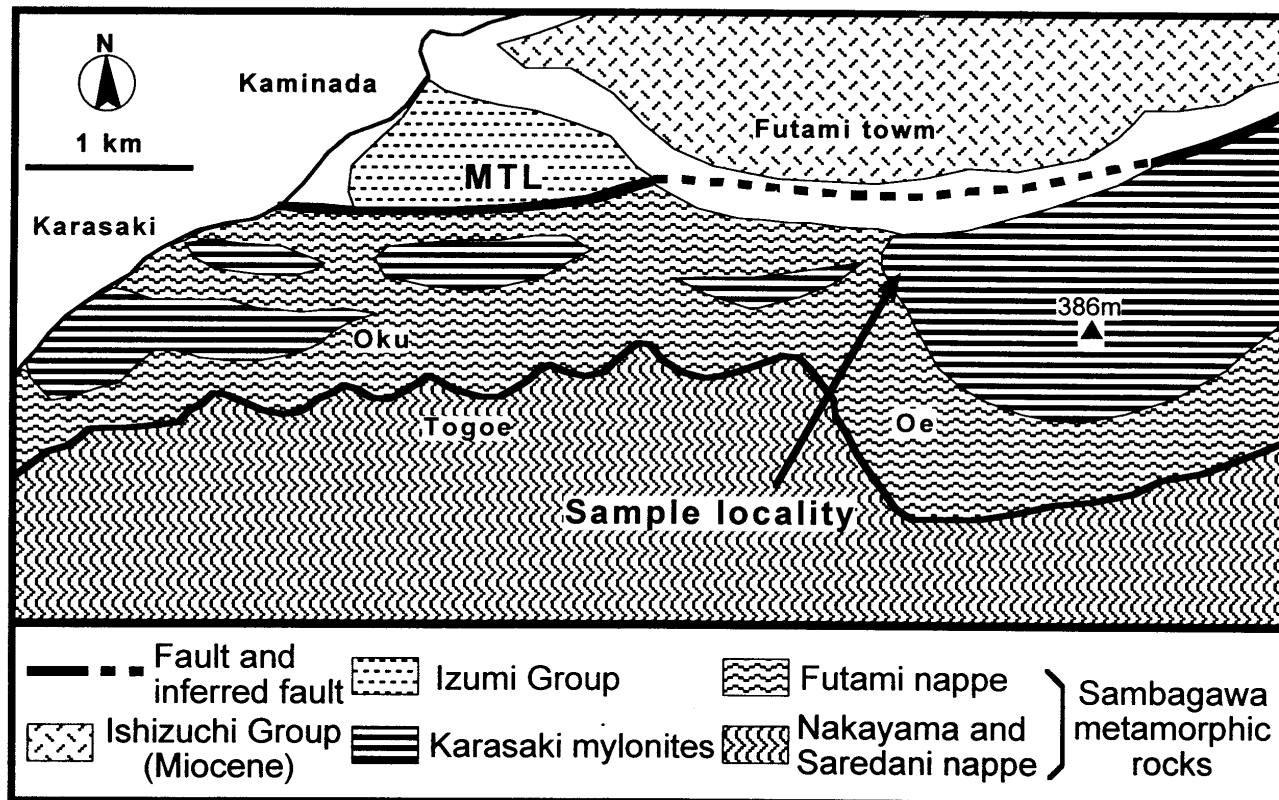


Fig. 2. Schematic geological map of the Futami district in western Shikoku (modified after Takeda et al., 1981; Hara et al., 1992).

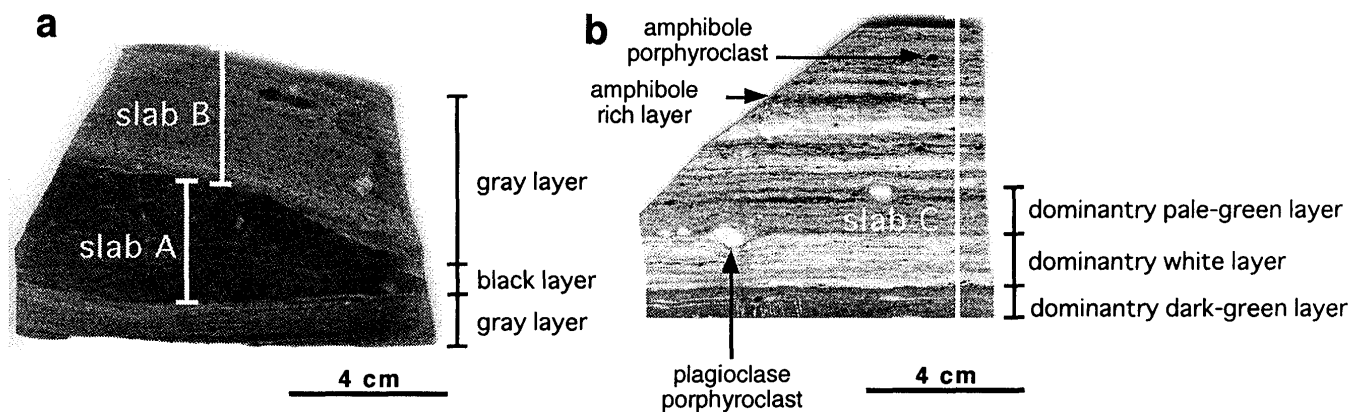


Fig. 3. Photograph of XZ slab sections from the Karasaki mylonites. X and Z denote the lineation and foliation normal directions, respectively. a. Amphibolite mylonite. b. Leucocratic amphibolite mylonite.

よる「領家帯と三波川帯の間に存在していた地帯」という定義は、一般的な地帯の概念とは異なっている。今後、古領家帯の帰属が明確になれば、新称を命名した方が好ましいと判断されるが、その帰属は現段階では明らかではない。このような現状を考慮し、以下の本論では“古領家帯”のように“ ”付きで記述する。

これまで“古領家帯”の一部とされる唐崎マイロナイトの原岩堆積年代および変成-変形年代については、あまり明確に示されていない。唐崎マイロナイトからは、角閃石の K-Ar 法により 160 ± 8 , 107 ± 5 Ma (武田ほか, 1987), 122 ± 6 , 119 ± 6 Ma および 104 ± 5 Ma (吉村・高木, 1999) の不一致年代値が報告されている。後述するように唐崎マイロナイトの角閃石は組成累帯構造を示し、角閃石 K-Ar 系の閉止温度 (510°C ; Harrison, 1981) 以下 (緑色片岩相) で強くマイロナイト化作用を被っていることから、上記角閃石 K-Ar 年代の地質学的な解釈は容易ではない。一方、ジルコンの U-Pb 系は閉止温度が 900°C 以上と高く (Lee et al., 1997), 低度変成および熱水変質作用などによって容易に改変されない。ジルコンの U-Pb 年代からは、火成作用や高度変成作用の年代の決定、さらには最も若い碎屑性ジルコンの年代以降に堆積作用があったことなどが推定できる。本研究では、広島大学理学部地球惑星システム学教室設置の二次イオン質量分析計 SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) を用いて唐崎マイロナイト中の角閃岩マイロナイトについてジルコンの U-Pb 年代測定を行った。

角閃岩マイロナイトの記載

唐崎マイロナイトの模式地は、愛媛県双海町^{ふたみ}周辺である (武田ほか, 1981)。ここで記載する双海町大栄^{おおい}の北側で中央構造線より 300m ほど南側の地点 (Fig. 2) で採取された角閃岩マイロナイトは、角閃石、斜長石および緑簾石のポーフィロクラスト (モードで約 0~70% 程度) と、緑簾石、緑泥石、斜長石 (曹長石)、石英、白雲母およびチタナイトなどの細粒集合体 (モードで約 30~100% 程度) から構成され、主として角閃石、曹長石、緑泥石および緑簾石のモード比の違いにより黒色、灰色、淡緑色、白色お

よび暗緑色を呈する数百 μm ~数 cm 幅の顕著な層状構造を示す。Fig. 3a に角閃石を約 70% 程度含む幅 2~3 cm の黒色部と角閃石を約 30% 程度含む灰色部が互層した角閃岩マイロナイトを、Fig. 3b に角閃石を約 0~40% 程度含む淡緑色、白色および暗緑色部が優勢な層が互層した優白質な角閃岩マイロナイトをそれぞれ示す。主として角閃石、斜長石 (曹長石)、緑泥石および緑簾石によって構成される本地域の角閃岩マイロナイトにおいて、それぞれのモード比は著しく変化し、曹長石および緑簾石のモード比が高い層は、Fig. 3b に示されるように優白質となる。実際のところ、本優白質岩は、49wt.% の SiO_2 含有量を示す (後述) ので、玄武岩質岩石に由来する岩石であると考えられる。したがって、本論文では見かけ上優白質である本岩石も角閃岩マイロナイトと呼ぶのが適切であると判断した。SHRIMP 年代測定を行ったのは、この優白質角閃岩マイロナイト (Fig. 3b) である。

本優白質角閃岩マイロナイト中では、北西-南東走向のマイロナイト片理が顕著に発達し、中角度に東へブランチする、長柱状の角閃石の配列により示される鉱物線構造が明瞭である。本優白質角閃岩マイロナイトは、主として緑泥石および緑簾石 (モードでそれぞれ 40% および 30% 程度) を主体に曹長石およびチタナイトから構成される淡緑色の層 (Fig. 4b), 曹長石 (モードで 40% 程度) を主体に緑簾石および白雲母から構成される白色の層 (Fig. 4c) および緑簾石 (モードで 50% 程度) を主体に曹長石、白雲母およびチタナイトから構成される白色の層 (Fig. 4d) の、数百 μm ~数 mm 単位の互層から構成される。まれに、緑泥石 (モードで 60% 程度) を主体に緑簾石、曹長石および角閃石から構成される幅 5 mm 程度の暗緑色の層 (Fig. 3b) や角閃石ポーフィロクラストおよび緑泥石 (モードでそれぞれ 40% および 30% 程度) を主体に曹長石、緑簾石およびチタナイトから構成される幅 1~2 mm 程度の比較的角閃石の多い層 (Figs. 3b and 4e) が挟まれる。また、200~300 μm 幅の石英 (モードで 80% 程度) と緑泥石から構成される石英優勢な層 (Fig. 4f) をわずかに挟む。石英優勢な層と上述の石英を含まない層との境界は、明瞭であり漸移的ではない。

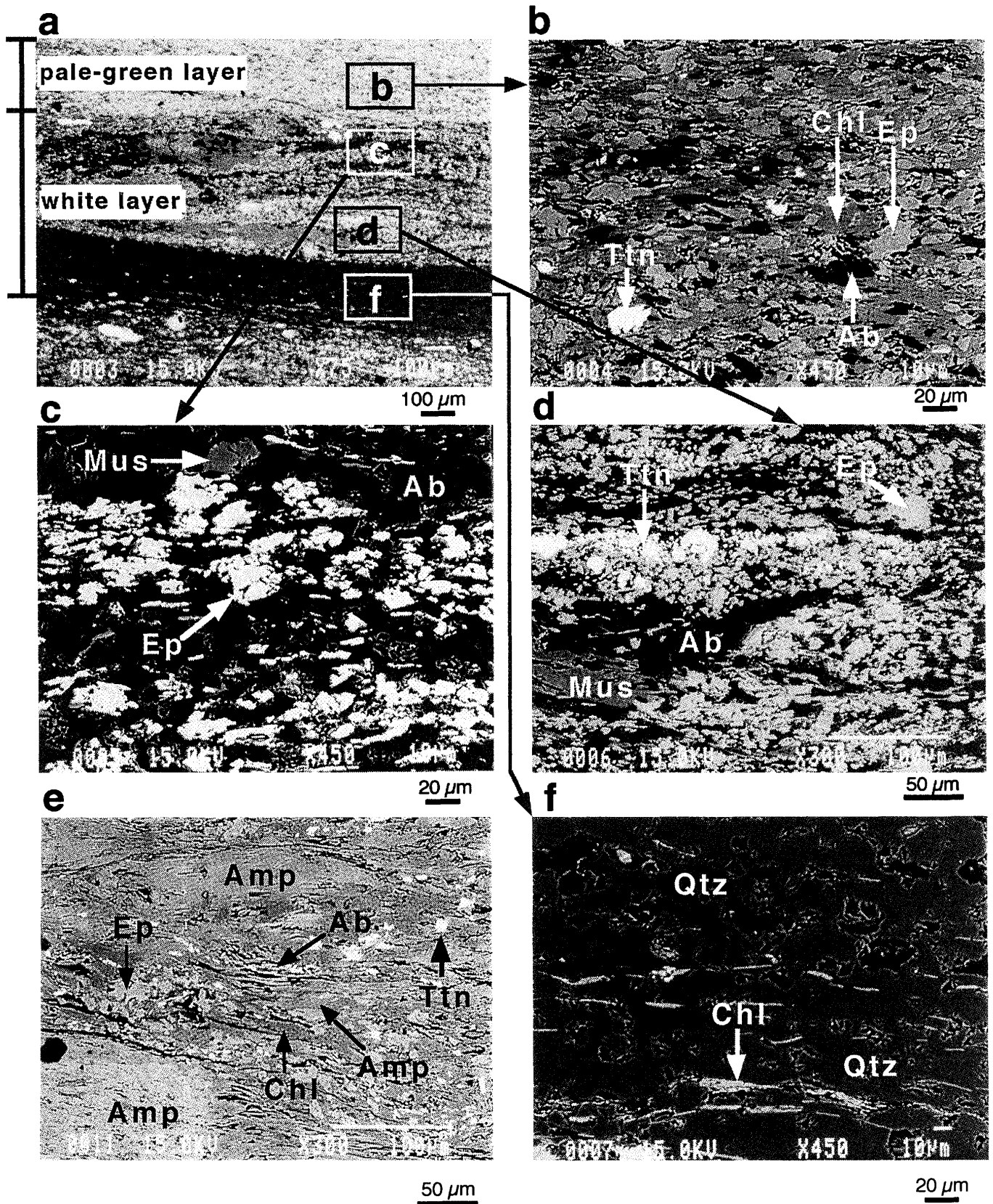


Fig. 4. Photomicrograph of back-scattered electron (BSE) images of the leucocratic amphibolite mylonite. a. Chlorite and epidote-rich (b), albite-rich (c), epidote-rich (d) and quartz-rich (f) layers in the leucocratic amphibolite mylonite, the details of which are shown in Figs. 4b, c, d and f, respectively. e. Amphibole-rich layer. Abbreviations: Chl: chlorite, Ep: epidote, Ab: albite, Ttn: titanite, Mus: muscovite, Qtz: quartz, Amp: amphibole.

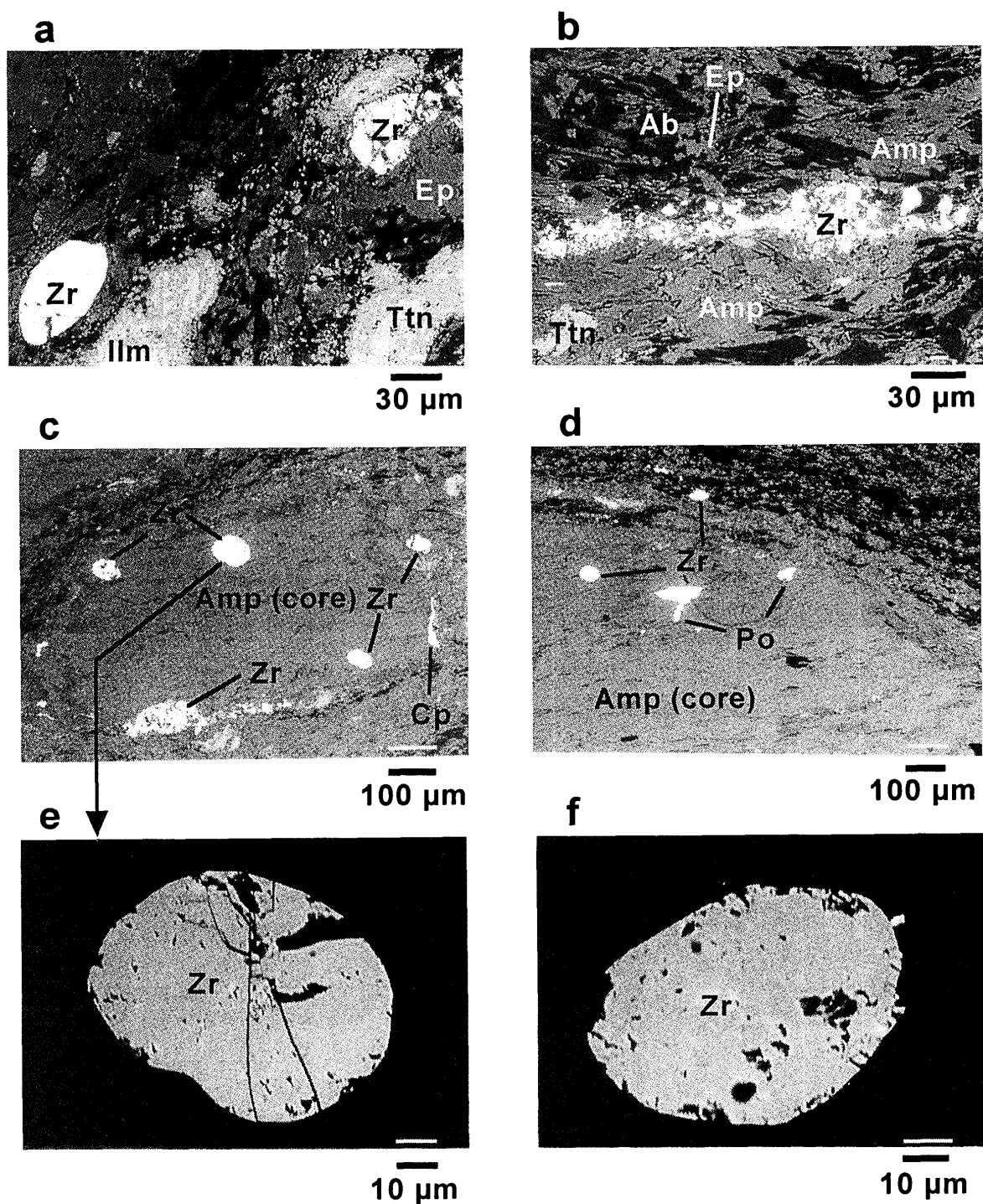


Fig. 5. Photomicrograph of back-scattered electron (BSE) images of the leucocratic amphibolite mylonite. a. Rounded zircon grains in the matrix. b. Fractured zircon aggregates lying parallel to foliation in the matrix. c, d. Rounded zircon grains in the core of an amphibole porphyroblast. e. A rounded zircon grain in the core of an amphibole porphyroblast. f. A rounded zircon grain in the matrix. Abbreviations: Zr: zircon, Ep: epidote, Ilm: ilmenite, Ttn: titanite, Ab: albite, Amp: amphibole, Cp: chalcopyrite, Po: pyrrhotite.

ジルコンの粒径は普通 $100\mu\text{m}$ 以下で、まれに $100\sim 180\mu\text{m}$ に達する。ジルコンの産状は、1) マトリックス中の角がとれて丸みを帯びた径 $20\sim 80\mu\text{m}$ のジルコン (Figs. 5a and f), 2) マトリックス中のもともと大きな粒子が破碎されて径 $20\sim 30\mu\text{m}$ 粒子の集合体となり、鉱物線構造方向に配列しているジルコン (Fig. 5b), 3) 角閃石ポーフィロクラストのコアに包有される、角がとれて丸みを帯

びた径 $20\sim 80\mu\text{m}$ のジルコン (Figs. 5c, d and e) に区分される。また、ジルコンは上述の石英優勢な層以外に含まれている。

角閃石ポーフィロクラストは、幅数百 μm ～数mm単位で濃集し角閃石優勢な層を形成する場合がある (Fig. 3b)。粗粒な角閃石ポーフィロクラストは、顕著な組成累帯構造を示し、コアおよびリムに区分される (Figs. 6a and b)。

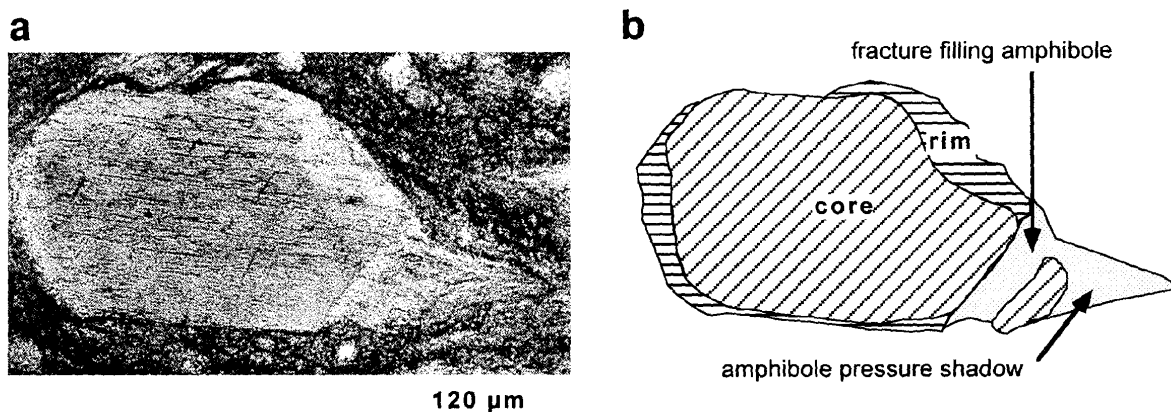


Fig. 6. a. Photomicrograph of a chemically zoned amphibole in the leucocratic amphibolite mylonite. b. Sketch of the photomicrograph shown in Fig. 6a. The core and rim of the amphibole consist of pargasite, tschermakite or edenite, and magnesio hornblende, respectively. A gap between extension fractures and pressure shadow are filled with actinolite.

数百 μm の大きさをもつ Z 軸色が褐色のコアは、不規則な形態を示し、Leake et al. (1997) の分類ではパーガサイト、チェルマカイトおよびエデナイトに相当する。角閃石ポーフィロクラストのコアは、丸みを帯びたジルコン、磁硫鉄鉱および黄銅鉱などの鉱物を包有する場合があります (Figs. 5c and d)。数十 μm の厚さをもつリムは、主に暗緑色のマグネシオホルンブレンドからなる。角閃石ポーフィロクラストの一部は圧力溶解を被り、楕円形を呈する。また、角閃石の展張割れ目やプレッシャーシャドウにはアクチノ閃石が生成している (Figs. 6a and b)。累帯構造を示す角閃石のコアおよびリム、展張割れ目に生成しているアクチノ閃石の化学組成を Table 1 に示す。斜長石ポーフィロクラスト (Fig. 3b, 径 0.1~6.0mm) では、ソーシユライト化が著しい。斜長石ポーフィロクラストの一部には石英および白雲母で満たされている非対称なプレッシャーシャドウが認められる。

緑簾石は、マトリックスおよびポーフィロクラストの両者を構成するが、粒径が 100 μm を超えるようなポーフィロクラストは組成累帯構造を示す。その累帯構造はコア (幅約 50~80 μm) とリム (幅約 10~20 μm) に分けられ、 $X_{Fe^{3+}}(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al))$ はリムで 0.18、コアで 0.12 となっている (Table 1)。白雲母は、 $X_{Al^{IV}}(Al^{IV}/(Al^{IV}+Si))=0.18$ のフェンジャイトである (Table 1)。

角閃岩マイロナイトの全岩主要元素および微量元素の蛍光 X 線 (XRF) 分析の結果を以下に述べる。角閃石を約 70% 程度含む黒色部 (Fig. 3a, slab A) および角閃石を約 30% 程度含む灰色部 (Fig. 3a, slab B) については、それぞれ約 300g の XZ スラブを作成した。本優白質角閃岩マイロナイト (Fig. 3b, slab C) は、淡緑色、白色および暗緑色を呈する数百 μm~数 mm 幅の層状構造を持つことから、片理に垂直な方向で化学組成が著しく変化していることが考えられる。ここでは、幅数百 μm~数 mm の各層についてスラブを作成することは困難であるので、本優白質角閃岩マイロナイト (Fig. 3b, slab C) の平均的な化学組成を明らかにするため、約 500g の XZ スラブ

(約 7×7 cm) を作成した。それぞれのスラブは、鉄乳鉢およびタングステンカーバイト製の振動ミルを用いて粉碎したものを分析に用いた。主要元素の分析は鈴木ほか (1998) に、微量元素の分析は奥平ほか (1993) にそれぞれ従った。その結果、slab A: $SiO_2=52wt.%, Zr=42ppm$, slab B: $SiO_2=50wt.%, Zr=121ppm$ および slab C: $SiO_2=49wt.%, Zr=554ppm$ の組成がそれぞれ得られた (Table 2)。

SHRIMP 年代測定

1. 試料の調整と SHRIMP 年代測定法

岩石試料を厚さ約 5 mm に切断し、風化、変質および鉱物脈部をできる限り除き、その後、蒸留水を用いて超音波洗浄を行った。乾燥後、試料を鉄乳鉢を用い粉碎した。粉碎した岩石は、4 種類の粒度 (#60~100, #100~150, #150~200, #200以下) に分け、水簸および電磁分離器により重鉱物を濃集させた後、さらにテトラプロモエタン (比重=2.960~2.967) を用いた重液分離により重鉱物を濃集させた。重液処理の後には、アセトンやエタノールを用いて超音波洗浄を行った。その後、実体顕微鏡下においてジルコンを手選し、未知試料ジルコンと標準試料ジルコンをエポキシ樹脂の中に並べて埋め込んだ。標準試料はオーストラリア国立大学 (ANU) で使用されている "SL13" (スリランカ産ジルコン, 572Ma, $^{206}Pb^*/^{238}U=0.0928$) を用いた。以下 Pb^* は放射性起源の Pb を示す。ジルコンを埋めた樹脂は、ジルコンの中心部が露出するまで研磨し、その後透過顕微鏡像、カソードルミネッセンス (CL) 像および反射電子線 (BSE) 像観察を行った (Figs. 7a, b and c)。また測定前には、ジルコンを埋めた樹脂の表面に厚さ 25~50 Å の金蒸着を施した。

SHRIMP を用いた U-Pb 年代の測定法については、いくつかの論文および日本語による解説書がある (Compston et al., 1984; Williams and Claesson, 1987; 牧嶋・中村, 1993; 日高・佐野, 1997; Williams, 1998)。SHRIMP による二次イオン質量分析を以下に簡単に述べる。まず、一

Table 1. EPMA analysis of amphiboles, phengite and epidotes in the leucocratic amphibolite mylonite from the Karasaki mylonites.

Mineral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Phengite	epidote	epidote	
Sample No.	27-No.87	28-No.88	31-No.91	26-No.86	29-No.89	29-No.01	8-No.68	32-No.92	35-No.95	
Occurrence	Core	Core	Core	Rim	Rim	Fracture	Center	Core	Rim	
SiO ₂ (wt.%)	43.48	43.46	44.40	48.76	46.95	55.21	48.04	38.04	37.42	
TiO ₂	1.13	1.13	0.89	0.15	0.32	0.00	0.03	0.29	0.15	
Al ₂ O ₃	12.31	12.39	11.62	7.20	9.29	0.59	28.03	28.57	26.41	
FeO*	12.90	13.81	13.78	13.40	12.17	10.24	2.61	6.02	9.15	
MnO	0.22	0.21	0.29	0.24	0.26	0.38	0.03	0.05	0.04	
MgO	11.58	11.38	11.30	13.21	13.47	17.44	2.94	0.05	0.05	
CaO	12.33	11.99	12.36	12.62	12.07	12.96	0.00	24.42	24.71	
Na ₂ O	1.39	1.43	1.48	0.94	1.34	0.11	0.22	0.00	0.00	
K ₂ O	0.93	0.95	0.85	0.19	0.45	0.04	11.48	0.00	0.01	
Total	96.27	96.75	96.97	96.71	96.32	96.97	93.38	97.44	97.94	
O (atom.ratio)	23	23	23	23	23	23	11	12.5	12.5	
Si	6.492	6.450	6.605	7.165	6.888	7.905	3.272	2.962	2.931	
Al ^{IV}	1.508	1.550	1.395	0.835	1.112	0.095	0.728	0.038	0.069	
Σ Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	4.000	3.000	3.000	
Ti	0.127	0.126	0.100	0.016	0.035	0.000	0.001	0.017	0.009	
Al ^{VI}	0.658	0.616	0.643	0.411	0.494	0.005	1.522	2.584	2.369	
Fe ²⁺	1.536	1.435	1.689	1.532	1.210	1.149	0.149	0.353	0.539	
Fe ³⁺	0.074	0.278	0.025	0.118	0.283	0.077	0.001	0.004	0.003	
Mn	0.028	0.026	0.036	0.030	0.032	0.046	0.299	0.006	0.006	
Mg	2.577	2.518	2.507	2.893	2.946	3.723	1.972	2.963	2.925	
Σ Y	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000				
Ca	1.972	1.906	1.970	1.987	1.897	1.988	0.000	2.037	2.073	
Na _b	0.028	0.094	0.030	0.013	0.103	0.012	0.030	0.000	0.000	
Σ X	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.998	0.000	0.001	
Na _a	0.373	0.318	0.397	0.253	0.277	0.018	1.028	2.037	2.075	
K	0.177	0.180	0.161	0.035	0.092	0.007	Total	7.000		
Σ W	0.550	0.498	0.558	0.288	0.369	0.024	X _{Mg}	0.67		
Total	15.550	15.497	15.558	15.288	15.369	15.024	X _{Al^{IV}}	0.18	Total	8.000
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.627	0.637	0.597	0.654	0.709	0.764	X _{Na}	0.03		8.000
Name by Leake et al. (1997)	Pargasite	Tschermakite	Edenite	Magnesio hornblende	Magnesio hornblende	Actinolite		X _{Fe³⁺}	0.12	0.18

Total iron as FeO. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^)$, $X_{Al}^{[IV]} = Al^{[IV]} / (Al^{[IV]} + Si)$, $X_{Na} = Na / (Na + K)$, $X_{Fe}^{3+} = Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$.

次イオンとしてイオン源のデュオプラズマトロンから O₂⁻ イオンビームを10kVで加速させ、試料面に45度の角度で照射し、放出される二次イオンを試料面から90度の角度で引き出す。二次イオンはESA（静電場アナライザー、半径127cm）でエネルギー収束させ、扇形磁場（半径100cm）で質量分離した後、ピークジャンプ法を用いて、電子増倍管で測定する。

²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代を求めるためには、未知試料の²⁰⁶Pb*/²³⁸Uを求める必要がある。しかし、スパッタリングの際の二次イオン化効率が元素ごとに異なるために、未知試料の二次イオン強度比²⁰⁶Pb⁺/²³⁸U⁺と存在度比²⁰⁶Pb/²³⁸Uは対応しない。これまでに²⁰⁶Pb⁺/²³⁸U⁺と²⁵⁴UO⁺/²³⁸U⁺の二次イオン強度比の関係が経験的に一次近似式もしくは二次近似式で表されることが明らかにされている（Compston et al., 1984; Williams and Claesson, 1987）。このことから、まず標準試料を複数測定することで、²⁰⁶Pb⁺/²³⁸U⁺と²⁵⁴UO⁺/²³⁸U⁺の二次近似式を求め、未知試料の²⁰⁶Pb⁺*/

²³⁸U⁺と²⁵⁴UO⁺/²³⁸U⁺を用いて²⁰⁶Pb*/²³⁸Uを求めた。²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年代は、上記²⁰⁶Pb/²³⁸U年代と異なり、スパッタリングの際の²⁰⁷Pbと²⁰⁶Pbの二次イオン化効率が同じであるために、²⁰⁷Pb⁺/²⁰⁶Pb⁺の二次イオン強度比をそのまま同位体比として用いる。初期鉛（common Pb）の補正は、直接測定した²⁰⁴PbからStacey and Kramers（1975）の鉛同位体進化モデル（two-stage model）を用いて見積もった。

本研究においては、一次イオンは、約28μmのビーム径で照射した。その時ジルコンからスパッタリングされる⁹⁰Zr¹⁶O、²⁰⁴Pb、²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb、²⁰⁸Pb、²³⁸U、²³²Th¹⁶O、²³⁸U¹⁶Oの+1価の二次イオン強度およびバックグラウンドを7回繰り返し測定した。一次イオンの強度は3nA程度で、“SL13”からの²⁰⁶Pbのカウント数（counts per second, cps）で評価される検出感度は、約20cps/1nA/ppmであった。また、Pbの同位体分析を行う場合、(¹⁷⁶Hf¹⁶O₂)⁺と²⁰⁸Pb⁺を分離できる程度に質量分解能を上

Table 2. Major and trace element compositions of the amphibolite mylonite (black layer), amphibolite mylonite (gray layer) and leucocratic amphibolite mylonite from the Karasaki mylonites.

Slab	A	B	C
Rock name	Amphibolite mylonite (black layer)	Amphibolite mylonite (gray layer)	Leucocratic amphibolite mylonite
(wt.%)			
SiO ₂	51.62	50.21	49.04
TiO ₂	0.70	1.68	1.20
Al ₂ O ₃	14.50	16.48	19.43
Fe ₂ O ₃	10.68	12.71	9.28
MnO	0.19	0.19	0.24
MgO	7.56	4.29	4.74
CaO	8.81	11.58	7.56
Na ₂ O	1.67	1.71	4.03
K ₂ O	2.35	0.50	0.76
P ₂ O ₅	0.11	0.35	0.13
Total	98.19	99.70	96.41
(ppm)			
Nb	2.92	5.78	4.05
Zr	42.3	121	554
Y	22.1	32.4	31.9
Sr	228	682	630
Rb	53.5	8.52	12.7
Th	2.68	2.75	1.88
Pb	2.70	10.8	3.93
Zn	116	106	83.4
Cu	6.37	93.5	72.2
Ni	171	40.3	22.5

げることがあるが、本測定では5800 ($\Delta M/M=1\%$)程度である。年代測定の計算に用いた壊変定数等は Steiger and Jäger (1977) による。

2. ジルコンの U-Pb 年代測定

角閃岩マイロナイトから分離したジルコンは、約50粒である。粒径は、50~180 μm 程度で、実体鏡下では錐面の角が丸くなっている場合がしばしば観察される (Fig. 7a)。色はほとんど無色である。透過顕微鏡下の観察では、細長い包有鉱物 (未同定) がしばしば認められる。CL 像では幅数 μm の細かいオシレトリー累帯構造が認められるが、BSE 像では組成累帯構造は認められない (Figs. 7b and c)。

一つの岩石試料 (051202) 中の9個の異なるジルコン粒子の中心部 (Fig. 7b) において測定された²⁰⁸Pb⁺/²⁰⁶Pb⁺、²⁰⁷Pb⁺/²⁰⁶Pb⁺のイオン比、Uの濃度 (ppm) および²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代とその誤差 ($\pm 1\sigma$) を Table 3に示した。また、横軸に²³⁸U/²⁰⁶Pb、縦軸に²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pbをとった、初期鉛を補正しない場合と、横軸に²³⁸U/²⁰⁶Pb*、縦軸に²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb*をとった、初期鉛を補正した場合の Tera-Wasserburg コンコーディア図 (Tera and Wasserburg, 1972; 以下

T-W 図と略す) を Figs. 8a および b にそれぞれ示した。²⁰⁶Pb、²⁰⁷Pb および ²⁰⁸Pb には、初期鉛と放射性起源鉛が含まれることから、初期鉛を補正しない T-W 図 (Fig. 8a) に同一起源のジルコンの同位体比をプロットした場合、初期鉛と放射性起源鉛を端成分とする混合線 (common Pb mixing line) 上に測定点が並ぶ。一般にこの混合線より右側にプロットされる測定点は、ジルコン中の鉛が損失している可能性 (Pb loss) が、一方、左側にプロットされる測定点は、ゼノクリストである可能性が推察される (例えば Compston et al., 1992; Muir et al., 1994, 1996)。同一起源のジルコンと考えられる測定点に対しては、初期鉛を補正した²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代の重み付き平均 (weighted mean) を用いる場合が多いが、混合線上およびその近くの測定点を重み付き平均の計算に用いるか否かの判断は、 χ^2 検定で統計的に検討される (例えば Muir et al., 1994, 1996)。

測定結果を以下に述べる。初期鉛を補正しない T-W 図 (Fig. 8a) では、1 粒子 (KA-02) 以外は、初期鉛と放射性起源鉛を端成分とする混合線の近くに測定点が並んでいる。また、初期鉛を補正した T-W 図 (Fig. 8b) では、どれもコンコーディア線上もしくはその近くにプロットされる。²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb*年代値は、Uの濃度が39.0~78.1 ppm 程度と低いこと、自然界における²³⁵Uの同位体存在度が0.72%程度と低いこと、さらには本試料の年代値が後述する様に100Ma程度と若いために²³⁵Uから壊変される²⁰⁷Pbの絶対量 (カウント数) が少ないことにより、精度良く測定できない。唐崎マイロナイトのような約100Ma程度の若い試料では、放射性年代を²⁰⁷Pb*/²⁰⁶Pb*年代から推測することは困難である。したがって、本優白質角閃岩マイロナイトの U-Pb 年代の推定は、²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代のみに基づく。²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代値は、混合線より右側に外れる1粒子 (KA-02; $91.0 \pm 3.7\text{Ma}$) を除くとほぼ誤差の範囲で一致し、 $114.2 \pm 3.9 \sim 102.3 \pm 4.5\text{Ma}$ ($\pm 1\sigma$) という値が得られた (Table 3)。1 粒子 (KA-02) を除く8粒子の²³⁸U/²⁰⁶Pb*年代の重み付き平均 ($\pm 2\sigma$) は $107.1 \pm 3.4\text{Ma}$ となる。

議 論

1. 角閃石ポーフィロクラストの起源およびマイロナイト化した角閃岩の原岩

唐崎マイロナイトの角閃石ポーフィロクラストの起源について考察する。これまで三好・高須 (1993) は、同一角閃岩中にコアの組成が異なる角閃石粒子が存在することを理由に、角閃石ポーフィロクラストのコアの一部は、碎屑粒子起源であることを指摘した。本優白質角閃岩マイロナイトでは、径50~80 μm 程度のジルコンが、径0.7~2 mm 程度の角閃石ポーフィロクラストのコア中に包有鉱物として産するばかりでなく (Figs. 5c, d and e)、マトリックス中にも多数産する (Figs. 5a and f)。両者は共に丸みを帯びており、形態に差異は認められない。角閃石の包有鉱物としてだけではなくマトリックス中にも同様の形態

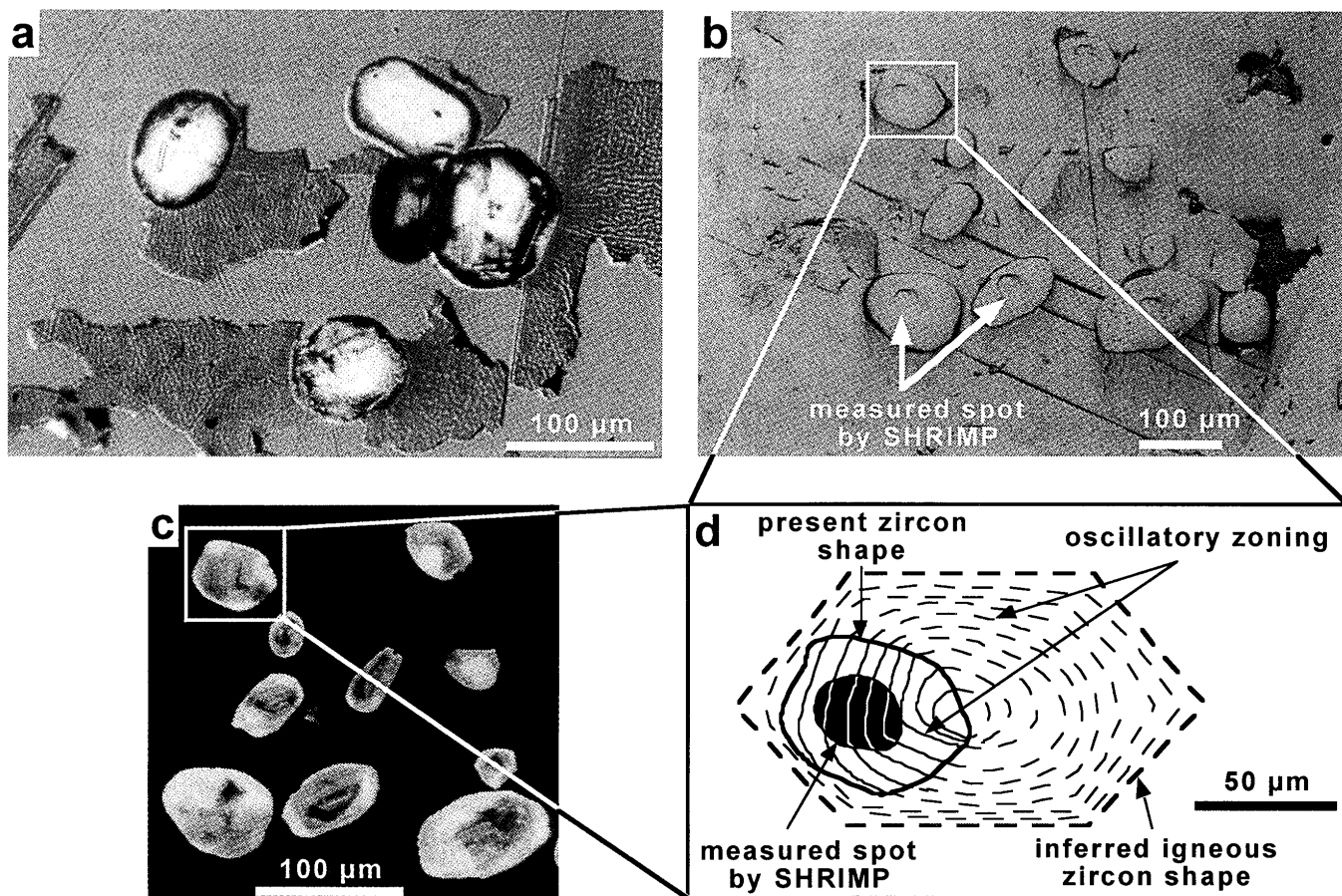


Fig. 7. Zircon crystals from the leucocratic amphibolite mylonite (photomicrograph and sketch). a. Transmitted light image. b. Back-scattered electron (BSE) image. c. Cathodoluminescence (CL) image. d. Sketch of the CL and BSE images of a zircon grain shown in Figs. 7b and c.

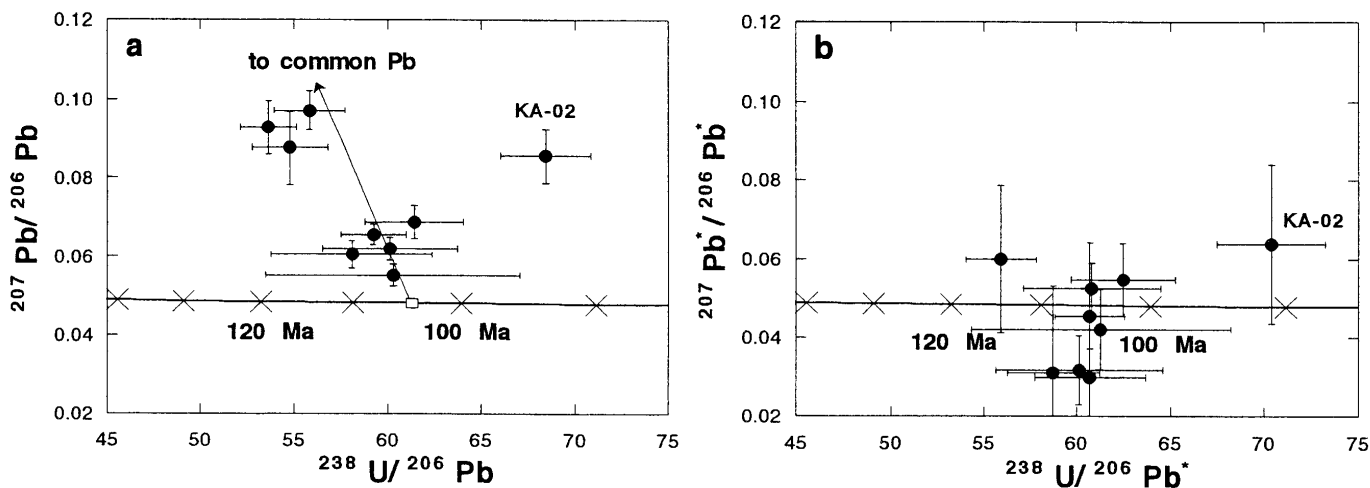


Fig. 8. Tera-Wasserburg U-Pb zircon diagram with one sigma error bars (thin lines) for the leucocratic amphibolite mylonite from the Karasaki mylonites. The concordia line is shown by thick lines. a. Analyses were plotted uncorrected for common Pb. Common Pb mixing line is shown by an arrow. b. Analyses were plotted corrected for common Pb.

を持つジルコンが存在する事実は、変成作用中に角閃石が成長してジルコンを包有したとして最も合理的に説明できる。少なくとも本優白質角閃岩マイロナイト中に化学組成の異なる角閃石ポーフィロクラストのコアは確認されないことから、角閃石ポーフィロクラストのコアはすべて変成

作用起源と解釈される。

次に、マイロナイト化した角閃岩の原岩について考察する。本優白質角閃岩マイロナイトは、 SiO_2 含有量が49wt.%と塩基性であり、角閃石、曹長石、緑泥石および緑簾石のモード比の違いにより、淡緑色、白色および暗緑色の層が

Table 3. U-Pb isotope ages of zircons in the leucocratic amphibolite mylonite from the Karasaki mylonites.

Sample	Point	$^{208}\text{Pb}^+ / ^{206}\text{Pb}^+$	$^{207}\text{Pb}^+ / ^{206}\text{Pb}^+$	U (ppm)	$^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}^*$ (Ma)
<i>Leucocratic amphibolite mylonite (051202)</i>					
KA-01	core	0.277 ± 0.018	0.0687 ± 0.0042	65.8	102.3 ± 4.5
KA-02	core	0.300 ± 0.033	0.0856 ± 0.0068	45.7	91.0 ± 3.7
KA-03	core	0.353 ± 0.020	0.0972 ± 0.0050	67.2	105.3 ± 5.1
KA-04	core	0.282 ± 0.024	0.0876 ± 0.0094	41.5	108.8 ± 4.6
KA-05	core	0.341 ± 0.024	0.0929 ± 0.0069	58.2	114.2 ± 3.9
KA-06	core	0.262 ± 0.013	0.0656 ± 0.0026	78.1	105.3 ± 3.2
KA-07	core	0.111 ± 0.008	0.0553 ± 0.0029	67.2	104.4 ± 11.7
KA-08	core	0.118 ± 0.013	0.0605 ± 0.0035	39.0	106.3 ± 7.8
KA-09	core	0.267 ± 0.013	0.0619 ± 0.0029	72.6	105.1 ± 6.3

幅数百 μm ～数 mm 単位で層状構造を形成している。このような層状構造は、原岩の堆積構造をある程度反映しているものと推察される。つまり、本優白質角閃岩マイロナイトは、玄武岩質火山岩（あるいは火山砕屑岩）を起源とした砂岩（玄武岩質火山性砂岩）を原岩としている可能性が高い。

2. 丸みを帯びたジルコン粒子の起源および SHRIMP U-Pb 年代の地質学的解釈

本優白質角閃岩マイロナイトからの丸みを帯びたジルコン粒子の起源について考察する。前述したように本優白質角閃岩マイロナイト中のジルコンは、1) マトリックス中の丸みを帯びた径20～80 μm のジルコン (Figs. 5a and f), 2) マトリックス中のカタクラスティックに破碎した粒子集合体 (各々の粒径10～30 μm) が鉱物線構造方向に配列しているジルコン (Fig. 5b), 3) 角閃石ポーフィロクラストのコア部に包有される丸みを帯びた径20～80 μm のジルコン (Figs. 5c, d and e) に区分される。マトリックス中で認められるカタクラスティックに破碎したジルコンは、角閃石ポーフィロクラストの周縁部および角閃石に挟まれて存在することが多い。この事実は、緑色片岩相条件下のマイロナイト化作用において、応力の集中する角閃石ポーフィロクラストの周縁部で、相対的に硬い (塑性変形しにくい) ジルコンは脆性的に変形したことを示している。したがって、ジルコンが緑色片岩相条件下でのマイロナイト化作用により、角がとれて丸みを帯びると考えることは困難である。また、ジルコンが、緑色片岩相のマイロナイト化作用に伴う圧力溶解により丸くなった可能性も示唆されるが、角閃岩相の変成作用で成長した角閃石ポーフィロクラストのコアに包有されていることからそれは否定される。さらに CL 像では、火成作用によりマグマから晶出したジルコン中に特徴的に認められるオシレトリー累帯構造が観察され (Figs. 7c and d), その一部には、オシレトリー累帯構造がジルコン粒子の外形に切られている構造も観察される (Fig. 7d)。したがって、丸みを帯びた

ジルコンは砕屑粒子であり、運搬・堆積作用の過程で円磨されたと推定される。つまり、丸みを帯びた砕屑性ジルコンは、変成作用時に成長した角閃石ポーフィロクラストに包有されることにより、あるいはマトリックス中で破碎を免れることにより、現在砕屑粒子としての形状を保っていると解釈される。

一般に変成作用に伴うジルコンは、岩石が部分熔融する程度に高温な条件下で成長して累帯構造を形成し、丸みを帯びることが多いことが指摘されている (例えば Williams and Claesson, 1987; Williams et al., 1996)。しかし、その場合でもジルコンのコアには、inherited 年代を示す砕屑性ジルコンが保存され、コア-リム組織を示すことが多数報告されている (例えば Williams and Claesson, 1987; 廣井, 1998)。また、ジルコン中の鉛の拡散速度は非常に遅いことから (Lee et al., 1997), 変成作用に伴いジルコンが再結晶せずに U-Pb 系の同位体年代のみリセットされたと考えることは困難である。この事実から、CL 像観察では火成作用で形成されたと考えられるオシレトリー累帯構造が認められ、BSE 像観察ではコア-リム組織が認められない丸みを帯びたジルコン粒子が、変成作用に伴い再結晶したジルコン、もしくは変成作用に伴い再結晶せずに U-Pb 系の同位体年代のみリセットされたジルコンであると考えすることは困難である。本論文では、本優白質角閃岩マイロナイトからのジルコン粒子が、inherited 年代を保持していると解釈する。

T-W 図の混合線 (Fig. 8a) より右側に外れる 1 粒子 (KA-02) は、混合線上の 8 粒子と同一起源と解釈すると、混合線より右側に大きく外れていることを理由に、鉛が損失した可能性 (Pb loss) を指摘できる。一方、混合線上の 8 粒子と異なる起源と解釈すると、1 粒子のみ起源の異なるジルコンが存在することが示唆される。本優白質角閃岩の原岩は砕屑岩であることから、顕著に若い U-Pb 年代値を示すジルコン粒子 (KA-02) は起源が異なる可能性もある。しかし、粒径、形態および色の観察からは、そのほかのジルコン粒子と区別できない。本論文では約100

Maより若い粒子 (KA-02) 中で、緑色片岩相条件下のマイロナイト化作用に伴いマイクロクラックなどが生じて鉛が損失した可能性が高いと解釈し、この粒子を除いて U-Pb 年代の重み付き平均を求めた。

角閃岩マイロナイトの黒色部のスラブ A (Fig. 3a), 灰色部のスラブ B (Fig. 3a) および淡緑色、白色および暗緑色部の互層からなるスラブ C (Fig. 3b) において測定した主要元素の含有量 (Table 2) は、流体などの影響で移動しやすいアルカリ元素 (Na, K) を除くとほぼ同じような値を示す。一方、ジルコンの主成分元素である Zr の含有量は、それぞれ 42, 121 および 554 ppm とさまざまである (Table 2)。おそらく、Zr の含有率の相違は、玄武岩質火山性砂岩堆積時にジルコン粒子が様々な割合で混入していることを示していると考えられるが、一般に酸性岩に多量に含まれるジルコン粒子が、玄武岩質火山岩から多量に供給されたと考えることは困難である。したがって、玄武岩質火山性砂岩の碎屑物を供給した後背地には、白亜紀前期末頃の酸性火成岩類が存在していた可能性が指摘され、碎屑性ジルコン粒子はその酸性火成岩類に由来した可能性が高い。

3. 原岩堆積作用、変成作用およびマイロナイト化作用の時期

唐崎マイロナイトは構成鉱物の角閃石の組成累帯構造および展張割れ目やプレッシャーシャド一部にアクチノ閃石が生成している事実から、角閃岩相の変成作用を被った後、緑色片岩相の条件下でマイロナイト化作用を被ったと推察される (吉村・高木, 1999)。しかし、緑色片岩相のマイロナイト化作用が、角閃岩相の変成作用と連続的に生じた後退変成作用なのか、もしくは時期の異なるイベントなのか明らかでない。唐崎マイロナイトからは、角閃石の K-Ar 法により 160 ± 8 , 107 ± 5 Ma (武田ほか, 1987), 122 ± 6 , 119 ± 6 Ma および 104 ± 5 Ma (吉村・高木, 1999) の不一致年代が報告されている。吉村・高木 (1999) は、 160 Ma の年代値の解釈は不明であるが、白亜紀前期を示す角閃石 K-Ar 年代値 ($122 \sim 104$ Ma) は、角閃石ポーフクロラストの年代であることから、原岩の変成作用の時期を示していると解釈している。我々も現段階では、 160 Ma の K-Ar 年代の解釈はできない。さらに、角閃岩マイロナイトが、 160 Ma, $122 \sim 119$ Ma および $107 \sim 104$ Ma の幅広い角閃石 K-Ar 年代値を示す理由として、過剰アルゴン (Aldrich and Nier, 1948) の影響により見かけ上年代値が古くなっている可能性が推察される。その場合、角閃石 K-Ar 年代値の中で最も若い (過剰アルゴンの影響がより少ない) $107 \sim 104$ Ma が、角閃岩相の変成作用直後に角閃石 K-Ar 系の閉止温度 (約 510°C) に達した冷却時期に近いことが推察できる。しかし、上述した 8 つのジルコン粒子の U-Pb 年代 ($114.2 \pm 3.9 \sim 102.3 \pm 4.5$ Ma, 8 点の重み付き平均 107.1 ± 3.4 Ma) がすべて inherited 年代を示している可能性が高いことから、堆積作用の年代は白亜紀前期末 (アルビアン; $112 \sim 97$ Ma) 以降であると推察さ

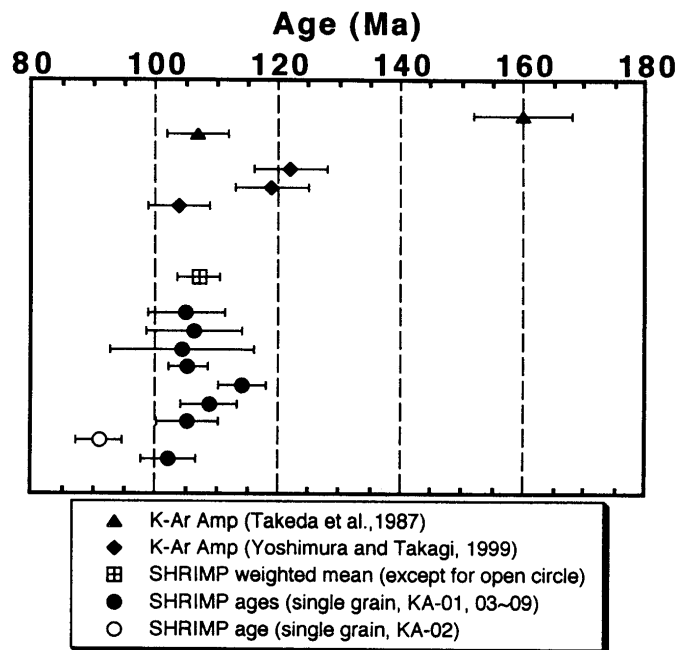


Fig. 9. Comparison of zircon U-Pb age data and amphibole K-Ar age data for the Karasaki mylonites. Errors of a weighted mean ($\pm 2\sigma$) and single grain ($\pm 1\sigma$) U-Pb age data are indicated by bars.

れる。この堆積年代が正しいとすると、原岩の堆積年代と角閃岩相の変成作用の年代が逆転しているかほぼ同じ時期であることになる (Fig. 9)。つまり、原岩の堆積作用から変成作用に至る一連の過程が短期間 (数 Ma 程度) で生じた可能性、もしくは角閃石 K-Ar 年代の中で最も若い $107 \sim 104$ Ma も過剰アルゴンの影響を受けた年代であることが推察される。前者の考え方に立つと、白亜紀前期末頃の酸性火成岩類が形成され、隆起および削剥という過程を経た後、その酸性火成岩類由来の碎屑性ジルコン粒子が玄武岩質火山性砂岩に供給され、その玄武岩質火山性砂岩が埋没し角閃岩相の変成作用を被るという過程が短期間で生じたと推察されるが、そのような考えは困難である。後者の考え方に立つと、原岩の角閃岩相の変成作用直後の冷却年代およびその後の緑色片岩相のマイロナイト化作用の年代は、アルビアン以降の堆積作用の年代よりは新しいと結論されるにすぎない。ただし、四国北西部では、唐崎マイロナイトをナップとして載せた三波川帯が久万層群中の海成層 (最近、成田ほか, 1999 によって下部始新統であることが判明し、ひわだ峠層と命名された) に不整合で被覆されているので、唐崎マイロナイトの地表への上昇以前に地下深部で生じた変成作用およびマイロナイト化作用の時期は、始新世以前に限定される。

4. 唐崎マイロナイトの地体構造論的対比

“古領家帯”に帰属が求められる真穴帯の大島変成岩を構成する石英閃緑岩質片麻岩および花崗岩質片麻岩、肥後帯の竜峰山変成岩に貫入する角閃石斑れい岩および宮の原トータル岩、さらには肥後変成岩に貫入する万坂トータル岩のジルコンの SHRIMP U-Pb 年代は約 110 Ma を示し、

貫入後にジルコン U-Pb 系の閉止温度以上の高度変成作用を被っていないことから、それぞれマグマ固結年代であると解釈されている (坂島ほか, 1998). 上述したように、唐崎マイロナイトの原岩の火山性砂岩の碎屑物を供給した後背地には、約110Maの酸性火成岩体が広く分布していたと推察される。したがって、その酸性火成岩体は、約110Maのマグマ固結年代を示す真穴帯の大島変成岩や肥後帯の深成岩類に対比される可能性が高い。

これまで唐崎マイロナイトは、真穴帯の大島変成岩および肥後帯の肥後変成岩に対比され (武田ほか, 1993), “古領家帯” を構成するものと推察されてきた (高木・柴田, 1996; 吉村・高木, 1999). しかし、唐崎マイロナイトの原岩の火山性砂岩は、真穴帯の大島変成岩や肥後帯の深成岩類に由来する可能性が高い約110Maの碎屑性ジルコン粒子を含む事実から、唐崎マイロナイトの原岩と約110Maの深成岩類に貫入される大島変成岩や肥後変成岩中の堆積岩起源の変成岩の原岩の堆積年代は明らかに異なる。したがって、唐崎マイロナイトがマイロナイト化以前に被った角閃岩相の変成作用は、大島変成岩や肥後変成岩のそれとは異なるステージで生じたことになる。同様に吉村・高木 (1999) により唐崎マイロナイトの岩相、原岩構成およびマイロナイト化の程度が、他の“古領家帯”構成岩類とは異なることが指摘されている。これまでアルビアン以降の火山性砂岩を原岩とする唐崎マイロナイトに対比される地質体は、“古領家帯”からは確認されていない。三波川帯の構造的上位に位置する唐崎マイロナイトは“古領家帯”に属する可能性が高い (吉村・高木, 1999) が、“古領家帯”自体の帰属が明らかでない現状で、唐崎マイロナイトの帰属を議論することは適切ではないと考えられる。よって、本論文では、「領家帯と三波川帯に挟まれた地帯」と定義される“古領家帯”にアルビアン以降の堆積岩源変成岩が新たに確認されたと報告するにとどめる。

結 論

- 唐崎マイロナイトからのマイロナイト化した優白質角閃岩は、主として角閃石、曹長石、緑泥石および緑簾石のモード比の違いにより淡緑色、白色および暗緑色を呈する数百 μm ~数mm幅の顕著な層状構造を形成している。このような層状構造は、原岩の堆積構造をある程度反映しているものと推察され、優白質角閃岩の原岩は、玄武岩質火山岩 (あるいは火山碎屑岩) に由来する砂岩 (玄武岩質火山性砂岩) であると判断される。
- マイロナイト化した優白質角閃岩の原岩である玄武岩質火山性砂岩中の碎屑性ジルコン (8粒子) の SHRIMP U-Pb 年代値は、inherited 年代を示すにもかかわらず、すべてアルビアン頃の狭い範囲 (114.2 \pm 3.9~102.3 \pm 4.5 Ma, $\pm 1\sigma$) に集中している。唐崎マイロナイトの原岩である火山性砂岩の碎屑物を供給した後背地には、約110Maの深成岩類を伴う大島変成岩や肥後深成岩類が広く分布していた可能性が示唆される。
- 唐崎マイロナイトの原岩の火山性砂岩は、約110Ma

の碎屑性ジルコン粒子を含むことから、唐崎マイロナイトの原岩と約110Maの深成岩類に貫入される大島変成岩や肥後変成岩中の堆積岩源変成岩の原岩の堆積年代は、異なる可能性が高い。これまで、“古領家帯”からはアルビアン以降の堆積岩源変成岩は報告されていないので、本地質ユニットは新たに確認された“古領家帯”の構成要素と考えられる。

謝 辞

広島大学の原 郁夫名誉教授には、日本列島の地体構造論について終始議論していただいた。山口大学の武田賢治博士および島根大学の高須 晃教授には、丁寧に査読をしていただき適切なご指摘をいただいた。編集者である早稲田大学の高木秀雄教授には、適切なご指摘をいただいた。国立極地研究所の白石和行教授、地質調査所の中島 隆博士および北海道大学の渡辺暉夫教授には、SHRIMP 年代の計算方法に関してご意見を伺った。地質調査所の宮崎一博博士には、ジルコン U-Pb 系の閉止温度に関してご意見を伺った。京都大学の広瀬丈洋氏には、唐崎マイロナイトの野外調査の際にお世話になった。広島大学の柴田恭宏技官および石佐古早実技官には、それぞれ EPMA 測定および岩石薄片作成の際にお世話になった。記して感謝の意を表する。

文 献

- Aldrich, L.T. and Nier, A.O., 1948, Argon-40 in potassium minerals. *Phys. Rev.*, **74**, 876-877.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zhang, Z. and Guogan, M. A., 1992, Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Jour. Geol. Soc. London*, **149**, 171-184.
- Compston, W., Williams, I.S. and Meyer, C., 1984, U-Pb geochronology of zircons from Lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14 th, Jour. Geophys. Res.*, **89**, Suppl., B525-534.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 495-595.
- 原 郁夫・櫻井康博・奥平敬元・早坂康隆・大友幸子・榎原信夫, 1991, 領家帯のテクトニクス. 日本地質学会第98年学術大会見学旅行案内書, 1-20.
- Harrison, T.M., 1981, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 324-331.
- 端山好和, 1991, 古領家古陸の復元. 地質雑, **97**, 475-491.
- 日高 洋・佐野有司, 1997, 高感度・高分解能イオンマイクロプローブ (SHRIMP) を用いた地球惑星科学. 地球化学, **31**, 1-16.
- 廣井美邦, 1998, 阿武隈帯竹貫変成岩の変成史. 日本地質学会第105年学術大会演旨, 213.
- Ichikawa, K., 1964, Tectonic status of the Honshu major belt in Southwest Japan during the early Mesozoic. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **8**, 71-107.
- 市川浩一郎, 1970, 西南日本の中・古生代地質より提起される若干の問題. 星野通平・青木 斌 (編), 島弧と海洋, 東海大学出版会, 東京, 193-200.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Amer. Mineral.*, **82**, 1019-1037.
- Lee, J.K.M., Williams, I.S. and Ellis, D.J., 1997, Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, **390**, 159-162.
- 牧嶋昭夫・中村栄三, 1993, ジルコンをめぐる最近の話題, I. U-Pb 法によるジルコン年代学. 岩鉱, **88**, 496-516.
- 三好壮一郎・高須 晃, 1993, 四国西部三波川帯中に分布する唐崎層マイロナイトの岩石学とその地質学的意義. 日本地質学会第100年学術大会演旨, 602.
- Muir, R.J., Ireland, T.R., Weaver, S.D. and Bradshaw, J.D., 1994, Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of granitic magmatism in the Western Province of the South Island, New Zealand. *Chem. Geol.*, **113**, 171-189.
- Muir, R.J., Ireland, T.R., Weaver, S.D. and Bradshaw, J.D., 1996, Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica. *Chem. Geol.*, **127**, 191-210.
- 成田耕一郎・山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡 数充, 1999, 四国第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質雑, **105**, 305-308.
- 奥平敬元・早坂康隆・星野健一・池田敬一, 1993, 蛍光 X 線分析装置 (Cr 管球) による珪酸塩岩石中の微量元素の定量. 地球科学, **47**, 439-444.
- 坂島俊彦・寺田健太郎・日高 洋・佐野有司・高橋嘉夫・竹下 徹・早坂康隆, 1998, SHRIMP による肥後帯深成岩類の U-Pb 年代. 日本地質学会第105年学術大会演旨, 214.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207-221.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 鈴木盛久・林 武広・早坂康隆, 1998, 蛍光 X 線分析法による岩石中の主要元素及び微量元素の定量分析. 広島大学学校教育学部紀要, **20**, 29-36.
- 高木秀雄, 1991, 寄居変成岩-関東山地北縁部の異地性変成岩体. その1. 泥質片麻岩中のざくろ石の化学組成について. 早稲田大学教育学部学術研究-生物学・地学編-, no. 40, 9-25.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1996, 古領家帯の復元. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編, テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 東京, 211-219.
- 武田賢治・秀 敬・原 郁夫, 1981, 四国西部三波川帯から角閃岩・黒雲母片麻岩・花崗岩の碎屑物を含む結晶片岩の発見. 地質雑, **87**, 689-692.
- 武田賢治・秀 敬・原 郁夫, 1987, 四国西部三波川帯唐崎層中のマイロナイト様岩石. 日本地質学会第94年学術大会演旨, 495.
- Takeda, K., Hide, K., Makisaka, S. and Sonoda, K., 1981, Depositional environment of the original rocks of Sambagawa metamorphic rocks. In Hara, I., ed., *Tectonics of paired metamorphic belts*, Tanishi Print Kikaku, Hiroshima, 95-100.
- 武田賢治・横坂 敏・板谷徹丸・西村祐二郎, 1993, 四国西端部三瓶地域の真穴帯-構成と地体構造的位置づけ-. 地質雑, **99**, 255-279.
- Tera, F. and Wasserburg, G.J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 281-304.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In McKibben, M. A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I., ed., *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, Reviews in Economic Geology, **7**, 1-35.
- Williams, I.S., Buick, I.S. and Cartwright, I., 1996, An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Jour. Metamorphic Geol.*, **14**, 29-47.
- Williams, I.S. and Claesson, S., 1987, Isotope evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 205-217.
- 矢部長克, 1963, 西南日本における領家変成岩体外翼の推定位置. 地学雑, **72**, 110-114.
- Yamamoto, H., 1962, Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, **12**, 93-172.
- 吉村浄治・高木秀雄, 1997, 四国西部三波川帯, 唐崎マイロナイトの構造解析. 日本地質学会第104年学術大会演旨, 215.
- 吉村浄治・高木秀雄, 1999, 四国西部, 唐崎マイロナイトの構造解析と地体構造上の位置づけ. 地質雑, **105**, 739-756.

(要 旨)

坂島俊彦・寺田健太郎・竹下 徹・早坂康隆・佐野有司・日高 洋・高橋嘉夫, 2000, 四国西部唐崎マイロナイトのSHRIMP U-Pb年代. 地質学論集, 第56号, 169-182. (Sakashima, T., Terada, K., Takeshita, T., Hayasaka, Y., Sano, Y., Hidaka, H. and Takahashi, Y., 2000, SHRIMP U-Pb ages of the Karasaki mylonites in western Shikoku, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 56, 169-182.)

唐崎マイロナイトの優白質角閃岩マイロナイトについて, ジルコンのSHRIMP U-Pb年代測定を行った結果, 1試料からの8粒子は $114.2 \pm 3.9 \sim 102.3 \pm 4.5 \text{Ma}$ ($\pm 1\sigma$)の年代値を示した. マイロナイト化した優白質角閃岩は, SiO_2 含有量が低い(49wt.%)ことと, 主として角閃石, 曹長石, 緑泥石および緑簾石のモード比の違いによる数百 μm ~数mm幅の顕著な層状構造を有することから, 玄武岩質火山岩または火山砕屑岩に由来する砂岩を原岩としている可能性が高い. 優白質角閃岩マイロナイト中の丸みを帯びたジルコンは, ある程度遠方より運搬される過程で円磨された可能性が高いこと, マグマから晶出したジルコンに特徴的なオシレトリ-累帯構造が認められることから, 砕屑性起源のジルコンであると判断される. また, その年代値が約110Maの狭い範囲を示す事実は, ジルコンが“古領家帯”に帰属すると考えられる真穴帯の大島変成岩や肥後帯の約110Ma深成岩類のみに由来する可能性を示唆する. したがって, 本論において初めて“古領家帯”中にアルビアン以降の堆積岩源変成岩が存在していることが明らかとなった.