

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

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 72 No. 1 2021



 **産総研** 地質調査総合センター 

令和3年

論文

京都府北部丹後地方に分布する古第三紀珪長質深成岩類の貫入年代と山陰帯深成活動の年代対比 中江 訓	1
中国地域の地殻内応力マップの作成 今西和俊・内出崇彦・椎名高裕・松下レイケン・中井未里	23
20 万分の 1 地質図幅「富山」の東部地域の深成岩類のジルコン U-Pb 年代 竹内 誠・カ スイ・志村侑亮	41
伊勢湾南西岸宮川平野における最終氷期最盛期以降の堆積環境変遷 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼	65
概報 物理定数から見た日本の新第三紀花崗岩類 大熊茂雄・金谷 弘	81

表紙の写真

飛騨花崗岩類からなる北アルプスの山々

富山県東部の宇奈月から立山にかけての地域には、日本では珍しいペルム紀～ジュラ紀の深成岩からなる飛騨花崗岩類が分布している。この地域は北アルプスの一部で急峻な地形と豪雪地帯であるため深成岩類の分布や年代が不明の部分も多い。この写真は、宇奈月南方の駒ヶ岳 (2002.5 m) から南方を望み、中央の白い山は約 196 Ma の毛勝岳花崗岩からなる毛勝山 (2414.5 m)、その奥の黒い高峰は約 193 Ma の閃緑岩からなる剣岳 (2997.1 m) である。これらの深成岩類の年代の詳細は、本号の竹内ほか論文を参照のこと。

(写真・文：竹内 誠)

Cover Photograph

The mountain range of the Northern Japan Alps consisting of the Hida Granitic Rocks

The Hida Granitic Rocks, Permian to Jurassic granitic rocks which rarely occur in Japan, are distributed from Unazuki to Mt. Tateyama, the eastern Toyama Prefecture. Due to the steep terrain and heavy snowfall in this area of the Northern Japan Alps, the distribution and age of the plutonic rocks have remained unknown in many areas. The snow-covered mountain in the center is Mt. Kekachi (2414.5 m), which is composed of the Kekachidake Granite (~196 Ma), and the dark-colored peak behind it is Mt. Tsurugidake (2997.1 m), which is composed of diorite (~193 Ma). For the detailed ages of these plutonic rocks, see Takeuchi *et al.* in this issue.

(Photograph and Caption by TAKEUCHI Makoto)

京都府北部丹後地方に分布する古第三紀珪長質深成岩類の貫入年代と山陰帯深成活動の年代対比

中江 訓^{1,*}

NAKAE Satoshi (2021) Intrusive age of Paleogene felsic plutonic rocks in the Tango District, northern Kyoto Prefecture, and chronological correlation of the plutonism in the San'in Belt, Southwest Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 1-21, 7 figs, 2 tables, 1 appendix.

Abstract: LA-ICP-MS zircon U-Pb dating was performed for four felsic plutonic rocks, two of which were collected from the Miyazu Granite (medium-grained and coarse-grained granites) and the remains from the Kumohara Granite, to determine their intrusive ages. These granites are widely distributed in the Tango district, northern Kyoto Prefecture, and geotectonically belong to the San'in Belt of Southwest Japan. The obtained weighted mean values of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages and 2σ errors are 61.7 ± 1.0 Ma (medium-grained granite) and 63.2 ± 1.0 Ma (coarse-grained granite) for the Miyazu Granite, and 65.7 ± 1.2 Ma and 65.1 ± 1.2 Ma for the Kumohara Granite. These ages are grouped into the younger and older, meaning that the Miyazu and Kumohara granites can be distinguished not only by their lithology but also by their ages. Formerly reported radiometric ages through Rb-Sr whole rock-mineral isochron and K-Ar methods indicate 61.9 Ma, 60.4 Ma (Rb-Sr age) and 64.8-58.0 Ma (K-Ar age) for the Miyazu Granite and 67.2 Ma (K-Ar age) for the Kumohara Granite. Among the above ages of the Miyazu Granite, the Rb-Sr ages are almost same as or younger than the U-Pb ages, but the K-Ar ages have a wider range, being not concordant with both of the U-Pb and Rb-Sr ages. On the Kumohara Granite, the K-Ar age is much older than the U-Pb ages. These evidences represent that there is no trend of ages becoming younger from U-Pb through Rb-Sr to K-Ar methods according to their closure temperatures.

As shown by the above, different dating methods may show different values of age, therefore using a highly accurate and reliable method of dating is required to obtain more accurate age of igneous activity. Based on this perspective, the felsic plutonism and its correlation in the northwestern part of Kinki district were investigated, and the results are follows. One is that, in the southern margin of the San'in Belt, granodiorites of magnetite series and granites of ilmenite series activated at almost the same time after 85 Ma, which is included in the plutonism of the San'yo Belt. And the other is that batholith of biotite granite along the coast of the Japan Sea began to be active around 67 to 60 Ma, suggesting that it is chronologically consistent with the stocks of granodiorite in the southern margin of the San'in Belt.

Keywords: Miyazu Granite, Kumohara Granite, intrusive age, LA-ICP-MS, zircon U-Pb dating, Tango district, northern Kyoto Prefecture, Japan, Paleogene

要 旨

丹後地方山陰帯の珪長質深成岩類(宮津花崗岩・雲原花崗岩)について、LA-ICP-MS法によるジルコンU-Pb年代を測定した。その結果、宮津花崗岩のうち中粒花崗岩からは 61.7 ± 1.0 Ma、粗粒花崗岩からは 63.2 ± 1.0 Maが得られ、また雲原花崗岩からは 65.7 ± 1.2 Maと 65.1 ± 1.2 Maを得た(誤差は 2σ)。これらの値は新旧2つの異なる範囲の年代に分かれ、宮津花崗岩と雲原花崗岩は年代値によって識別できることを示唆する。先行研究による放射

年代として、宮津花崗岩から61.9 Maと60.4 Ma (Rb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代)と64.8 ~ 58.0 Ma (黒雲母K-Ar年代)が、また雲原花崗岩から67.2 Ma (黒雲母K-Ar年代)が知られている。Rb-Sr年代は本研究によるU-Pb年代とほぼ同じか若い値を示すのに対し、K-Ar年代はU-Pb年代だけでなくRb-Sr年代とも調和しない。一般的に同一試料の年代値は、年代測定法における閉鎖温度に従いU-Pb法、Rb-Sr法、K-Ar法の順に若くなることが期待されるが、宮津花崗岩・雲原花崗岩から得られた年代値はこのような傾向を示さない。

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: NAKAE, S., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nakae-satoshi@aist.go.jp

上記の結果が示唆するように、より正確な火成岩類の活動時期を知るためには精度と信頼性の高い測定法を用いる必要がある。その観点を考慮に入れ、近畿地方北西部における珪長質深成岩類の活動時期とその対比を検討した結果、山陰帯南縁部では、山陽帯の活動時期に含まれる85 Ma以降に磁鉄鉱系列花崗閃緑岩とチタン鉄鉱系列花崗岩類がほぼ同時に活動を開始し、また日本海沿岸部の底盤状黒雲母花崗岩は67～60 Ma頃に活動した点で、南縁部に分布する岩株状花崗閃緑岩と共通していることが示唆される。

1. はじめに

近畿地方北中部から中国地方の西南日本内帯には、白亜紀～古第三紀の珪長質深成岩類が同質の火山岩類と共に広範囲に露出し、それらの岩相・放射年代・化学組成の特徴に基づき東西に配列した火成岩石区(領家帯・山陽帯・山陰帯)に三分されている(例えば、木野崎, 1953; Ishihara, 1971)。それと同時に、それぞれのK-Ar年代が広域的に明らかにされた時点で、領家帯・山陽帯の珪長質深成岩類は白亜紀中頃～後半に、また山陰帯の珪長質深成岩類は白亜紀末～古第三紀に活動したことが知られるようになった(例えば、河野・植田, 1966)。さらに、領家帯・山陽帯と山陰帯はそれぞれチタン鉄鉱系列と磁鉄鉱系列に大別されると共に、前者から後者に向かって帯磁率が上昇する傾向が見られる(金谷・石原, 1973; Ishihara, 1977, 1979)。ところが近年、他の測定法に比べ閉鎖温度の低いK-Ar法による年代は冷却時期を示し、またその年代精度なども場合によって不確実性があることが指摘されつつある(例えば、石原・谷, 2013; Iida *et al.*, 2015)。そのため正確な貫入・定置の年代を求めるには、より信頼度の高い測定法の適用が求められている。

丹後地方(京都府北部)から但馬地方-播磨地方北部(兵庫県北中部)にかけて分布する珪長質深成岩類は山陰帯に属し、さらに、日本海側に分布する宮津花崗岩・竹野花崗岩・矢田川花崗岩・浜坂花崗岩などと、南側の内陸に分布する和田山花崗岩・波賀花崗閃緑岩・沖ノ山(千種)花崗閃緑岩・智頭花崗閃緑岩・用瀬花崗岩などに識別される(第1図)。そのうち丹後地方に露出する深成岩類について、古くは津屋(1928)がその岩相・産状を初めて報告し、「淡紅色の黒雲母花崗岩で、粗粒状なること多く、稀に細粒状或いは斑状となる」と記述した。その後、広川・黒田(1960)ならびに猪木・黒田(1965)などの調査報告によって、丹後地方の深成岩類は異なる岩相を持つ複数の花崗岩類(宮津花崗岩・雲原花崗岩・花崗岩質複合岩)に区分できることが判明した。

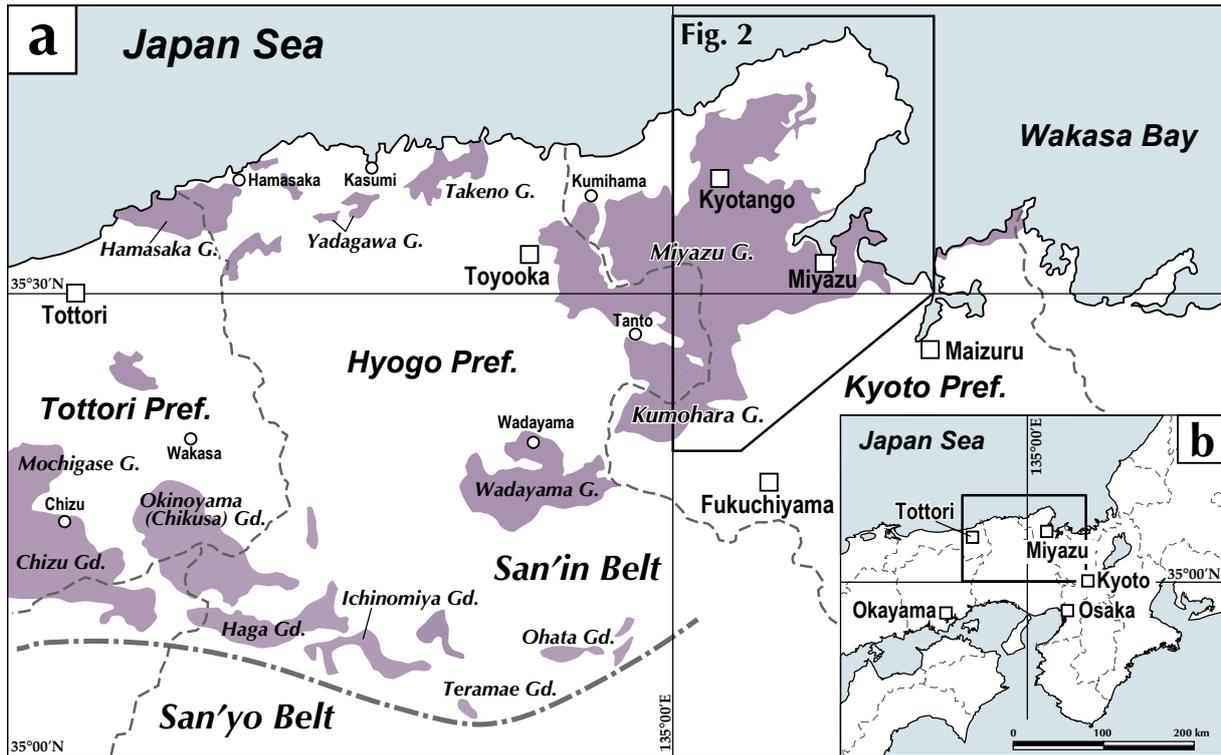
宮津花崗岩からはこれまでに、およそ68～58 Maの黒雲母K-Ar年代(河野・植田, 1966; 小滝ほか, 2009)と61 Ma前後のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代(Terakado

and Nohda, 1993)が報告されており、全体として白亜紀末から古第三紀初頭の時代を示している。西垣・壺井(2009)は、京都府宮津市南東部の宮津花崗岩を粗粒花崗岩と中細粒花崗岩に区分し、それぞれから67.2 Maならびに64.8 Maの黒雲母K-Ar年代値を報告した。さらにこれらの値がTerakado and Nohda (1993)のRb-Sr年代値(61.9 Ma, 60.4 Ma)に調和的であるとし、全岩化学組成の分析結果と合わせて、粗粒花崗岩と中細粒花崗岩とは一連である可能性を示唆した。しかしながら、閉鎖温度が700～650 °C (Harrison *et al.*, 1979)で相対的に高いRb-Sr年代の方が、閉鎖温度が低く300±50 °C (Dodson and McClelland-Brown, 1985)である黒雲母K-Ar年代より若い値を示す(貫入年代より冷却年代の方が古くなる)傾向にあること、さらにK-Ar年代においては約10 myr (myr = million year)に亘る期間内に年代値が分散していることが、宮津花崗岩の放射年代値に関わる問題点として挙げられる。またTerakado and Nohda (1993)は既に、誤差範囲で一致するRb-Sr年代値を得た2地点における花崗岩類のSr初生値が明瞭に異なっていることを見出し、宮津花崗岩を生成した起源マグマが初生的に不均質であったか、あるいは複数の異なる物質が混合したことが、その要因であると解釈している。

このようにこれまで、宮津花崗岩から幾つかの放射年代値が報告されているが、貫入時期の正確な見積もりについては十分な情報を得ておらず、そのためマグマの生成・定置過程の理解が進んでいるとは言えない状況にある。そこで、先行研究で報告された放射年代値のもつ意味を再度検討するため本研究では、野外調査に基づいた花崗岩類の岩相区分と分布を地質図として提示した上で、貫入時期を明らかにすることを目的として新たにジルコンU-Pb年代測定を実施した。以下に、その結果を報告すると共に、丹後地方を含めた近畿地方北西部の山陰帯珪長質深成岩類から報告された放射年代について、その精度や信頼性を吟味することで深成活動の時期や意義を再検討する。

2. 地質概説

対象とした珪長質深成岩類の調査地域は、丹後地方に属する京都府宮津市・京丹後市・与謝郡与謝野町と福知山市の北西部ならびに兵庫県豊岡市の一部を含む範囲である(第2図)。この地域の深成岩類は岩相に基づき、主体をなす宮津花崗岩とその南縁に付随する雲原花崗岩、ならびに両者の境界に沿って狭長に分布する花崗岩質複合岩に区分されている(猪木・黒田, 1965)。各深成岩類の境界部を示す露頭は、これまでのところ確認できていない。これらの深成岩類は、その南縁で古生代前半(約480～420 Ma)の大江山超苦鉄質岩類やペルム系碎屑岩からなる下見谷層に貫入し接触変成を与え(猪木・黒田, 1965)、西縁の一部では古第三紀初頭の安山岩-流紋岩質



第1図 丹後地方(京都府北部)から但馬地方-播磨地方北部(兵庫県北部)を含む近畿北西部における山陰帯白亜紀後半～古第三紀珪長質深成岩類の分布
(a) 深成岩類の概略分布(暗色)とその名称. G.: 花崗岩, Gd.: 花崗閃緑岩. (b) 調査地域の位置. 太枠は(a)に示す範囲を表す. 深成岩類の分布と名称は20万分の1日本シームレス地質図V2(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2019)と先山・田結庄(1995)に基づく.

Fig. 1 Late Cretaceous to Paleogene felsic plutonic rocks in the San'in Belt in the northwestern Kinki District including Tango (northern Kyoto Pref.) and Tajima-northern Harima (northern Hyogo Pref.) provinces.
(a) Approximate distribution of the plutonic rocks is represented by dark areas with their names. Abbreviations G. and Gd. stand for Granite and Granodiorite, respectively. (b) Index map showing the location of Fig. 1a. Distribution of the plutonic rocks and their names are referred from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:2,000,000) V2 released from Geological Survey of Japan, AIST (2019) and Sakiyama and Tainosho (1995).

の火砕岩からなる矢田川層群に貫入する(弘原海・松本, 1958; 先山・田結庄, 1995). これらに対し北側と西側では、堆積岩-火山岩からなる中新統の北但層群に不整合で覆われている(広川・黒田, 1960; 山元・星住, 1988).

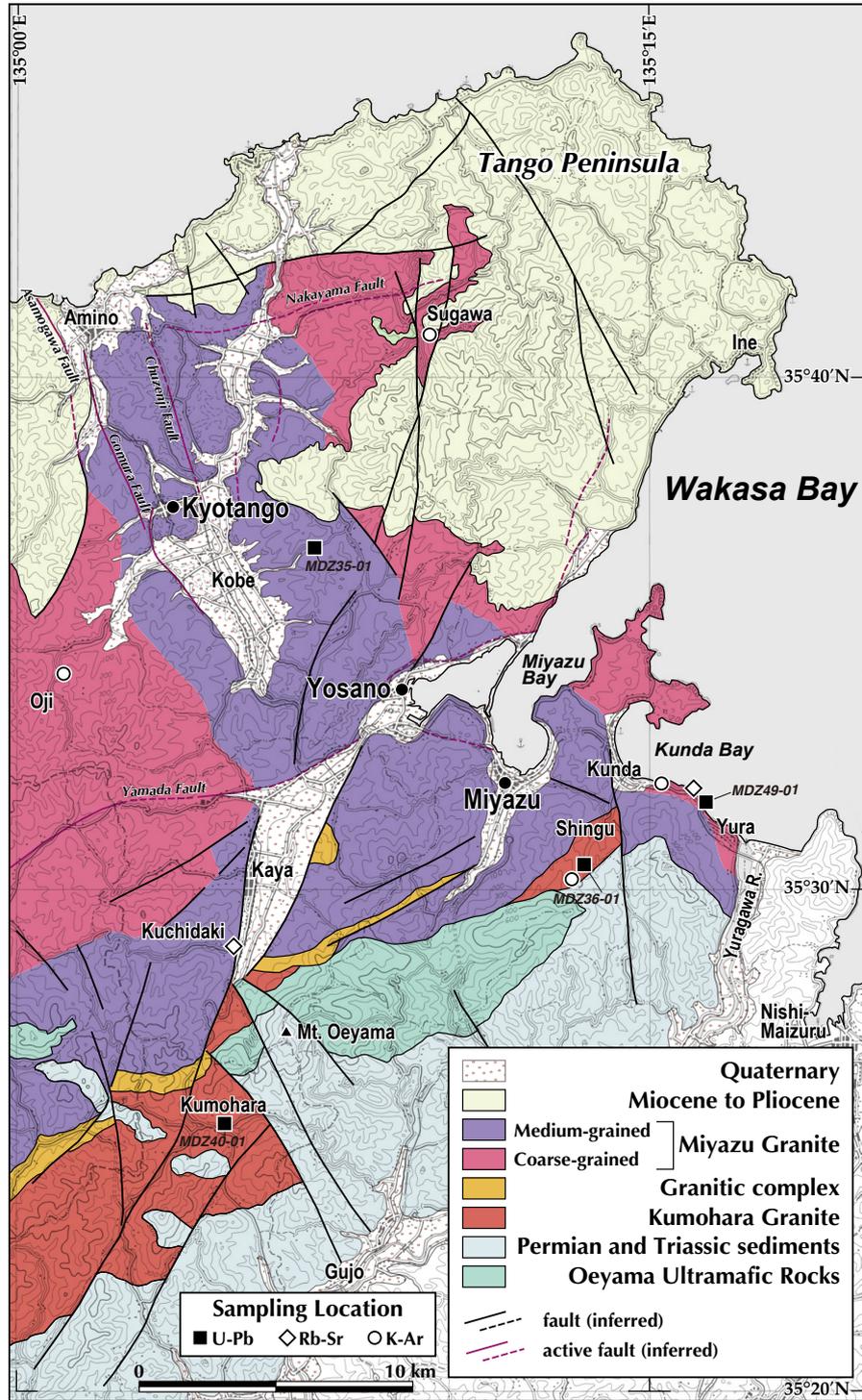
なお深成岩類の粒度判定は、野外での肉眼観察における構成鉱物の平均的な粒径に基づいた。通常、細粒/中粒ならびに中粒/粗粒の境界はそれぞれ1 mmと5 mmとされることが多いが、この値を用いると本地域の深成岩類の大半が粗粒に分類され、結果的に粒径に基づく識別が困難となる。そこで本研究では、細粒=2 mm未満、中粒=2-8 mm、粗粒=8-13 mm、極粗粒=13 mm以上という基準を設け、平均的な粒径による深成岩類の区分を実施した。

2.1 宮津花崗岩

宮津花崗岩は、後述する雲原花崗岩より北側の与謝野

町～豊岡市^{たんとう}但東町に分布する中粒の黒雲母花崗岩に対して猪木・黒田(1965)が命名したものであり、さらに北接する宮津市南部から京丹後市に露出する中粒～粗粒の黒雲母花崗岩(広川・黒田, 1960)もこれに含められた。調査地域周辺における宮津花崗岩は、東側の宮津湾・栗田湾沿岸から丹後半島頸部を経て北側の京丹後市網野町ならびに西側の豊岡市但東町にかけて、東西約30 km・南北約35 kmの分布域を持つ大規模な底盤状岩体を形成している。分布の北側ならびに西側では北但層群に不整合で被覆あるいは断層で接し、一部では矢田川層群に貫入する。南側では花崗岩質複合岩ならびに雲原花崗岩と接する。

塊状で優白質灰白色を呈する比較的均質な花崗岩であり、カリ長石が淡紅色ないし桃色を帯びることを特徴とする。完晶質等粒状で、構成鉱物は粒径3～15 mm程度(最大で約25 mm)の自形～半自形をなす斜長石・カ



第2図 京都府北部の丹後地方に分布する古第三紀珪長質深成岩類
 深成岩類は、宮津花崗岩・雲原花崗岩・花崗岩質複合岩に分類される。宮津花崗岩はさらに、西区域と北東区域に分布する粗粒花崗岩と中央区域に分布する中粒花崗岩に細分される。各区域と試料採取地点の詳細は、第3図を参照。この地質図は本研究で実施した野外調査に基づいて作成された。基図には国土地理院の地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用。

Fig. 2 Paleogene felsic plutonic rocks in the Tango District, northern Kyoto Prefecture.
 Plutonic rocks are classified into the Miyazu Granite, Kumohara Granite and Granitic complex. The Miyazu Granite is further divided into coarse-grained and medium-grained granites, which are situated in the West and Northeast domains and Central domain, respectively. The area of each domain and the sampling locations are shown in Fig. 3a. The geological map was created based on the field survey conducted by this study. The GSI map of the Geospatial Information Authority of Japan (<http://maps.gsi.go.jp>) is used for the base map.

り長石とその粒間を充填する石英(粒径2～8 mm程度)を主体とし、長径0.3～3 mm程度の黒雲母や長径0.5～2 mm程度の角閃石を伴う。所により閃緑岩などの苦鉄質捕獲岩(長径数cm～数10 cm)が多く含まれている(広川・黒田, 1960; 猪木・黒田, 1965)。広川・黒田(1960)は、宮津花崗岩を角閃石の有無によって角閃石黒雲母花崗岩と黒雲母花崗岩の二種の岩相を識別し、前者は東側に後者は西側に卓越して分布すると記述し地質図に表している。淡紅色～桃色のカリ長石を多く含むなどの岩相的特徴から、本地域の西方に分布する浜坂花崗岩や鳥取花崗岩に対比される(田結庄ほか, 1985; 先山・田結庄, 1995)。

露頭での肉眼観察による構成鉱物(特に石英・斜長石・カリ長石)の平均的粒径に基づく宮津花崗岩の区分では、中粒と粗粒に分類される花崗岩がそれぞれ極めて集中した分布を示した。つまり、中粒花崗岩が卓越的に分布する区域には、僅かであるが細粒花崗岩と粗粒花崗岩も点在する。一方、粗粒花崗岩が集中して分布する区域には、極粗粒花崗岩が比較的多く含まれると共に中粒花崗岩も分布するが、細粒花崗岩は殆ど認められない。この様な平均的粒径の違いを基準にすると、中粒花崗岩が卓越する中央区域(Central domain)と、粗粒(～極粗粒)花崗岩が卓越する西区域(West domain)ならびに北東区域(Northeast domain)が識別される(第2図, 第3図a)。西垣・壺井(2007, 2009)の区分による「粗粒花崗岩」は、本研究における中粒花崗岩と粗粒花崗岩の両方に分類される。これらの区域については、境界付近で粒径が漸移的に増大・減少するような変化は見られず、むしろ断層ないし明瞭なリアメントで画される場合もある。このように宮津花崗岩は、粒径に関して単一の均質な岩体ではない可能性が示唆される。

宮津花崗岩の放射年代については、これまで幾つか報告がある(第2図, 第3図を参照)。黒雲母K-Ar年代として、西区域では京丹後市峰山町大路(Loc. Oj)の粗粒花崗岩から 61.1 ± 1.4 Ma(第3図a; 小滝ほか, 2009)が、また北東地区では宮津市由良北西方の奈具海岸(Loc. Nw; 第3図d)と京丹後市弥栄町須川(Loc. Su; 第3図a)に露出する粗粒花崗岩からそれぞれ 64.8 ± 1.5 Ma(西垣・壺井, 2009)と 58.0 ± 1.3 Ma(小滝ほか, 2009)が得られている。さらにRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代として、中央区域に位置する与謝野町口滝(Loc. Kt; 第3図a)の中粒花崗岩ならびに北東地区の奈具海岸(Loc. Ne; 第3図d)に露出する粗粒花崗岩から、それぞれ 61.9 ± 0.9 Maと 60.4 ± 0.9 Maが報告された(Terakado and Nohda, 1993)。なお、河野・植田(1966)が報告したK-Ar年代(68 Ma)はその採取地点が不明なため、本研究では参考値とする。

2.2 雲原花崗岩

雲原花崗岩は、本地域南西部に位置する福知山市雲原

付近を模式地とする中粒黒雲母花崗岩に対して命名され、雲原から南西に広く分布する(猪木・黒田, 1965)とされた深成岩類である。広川・黒田(1960)は宮津花崗岩の南東端(宮津市新宮付近)に「細粒～中粒の部分、基質が中粒で斑状の部分」が存在することを報告しており、西垣・壺井(2009)もこれを「主岩相とは異なる中細粒黒雲母花崗岩」として扱っている。本研究の調査により、新宮付近に分布する細粒～中粒・斑状の深成岩類は模式地周辺の雲原花崗岩と同質であり、舞鶴市・宮津市境界北方の大江山北西斜面にも狭く分布することが確認されたことから、これらを宮津花崗岩から分離し雲原花崗岩に含める。従って、西垣・壺井(2009)の「中細粒花崗岩」は、本研究における雲原花崗岩の分布域内に含まれる。

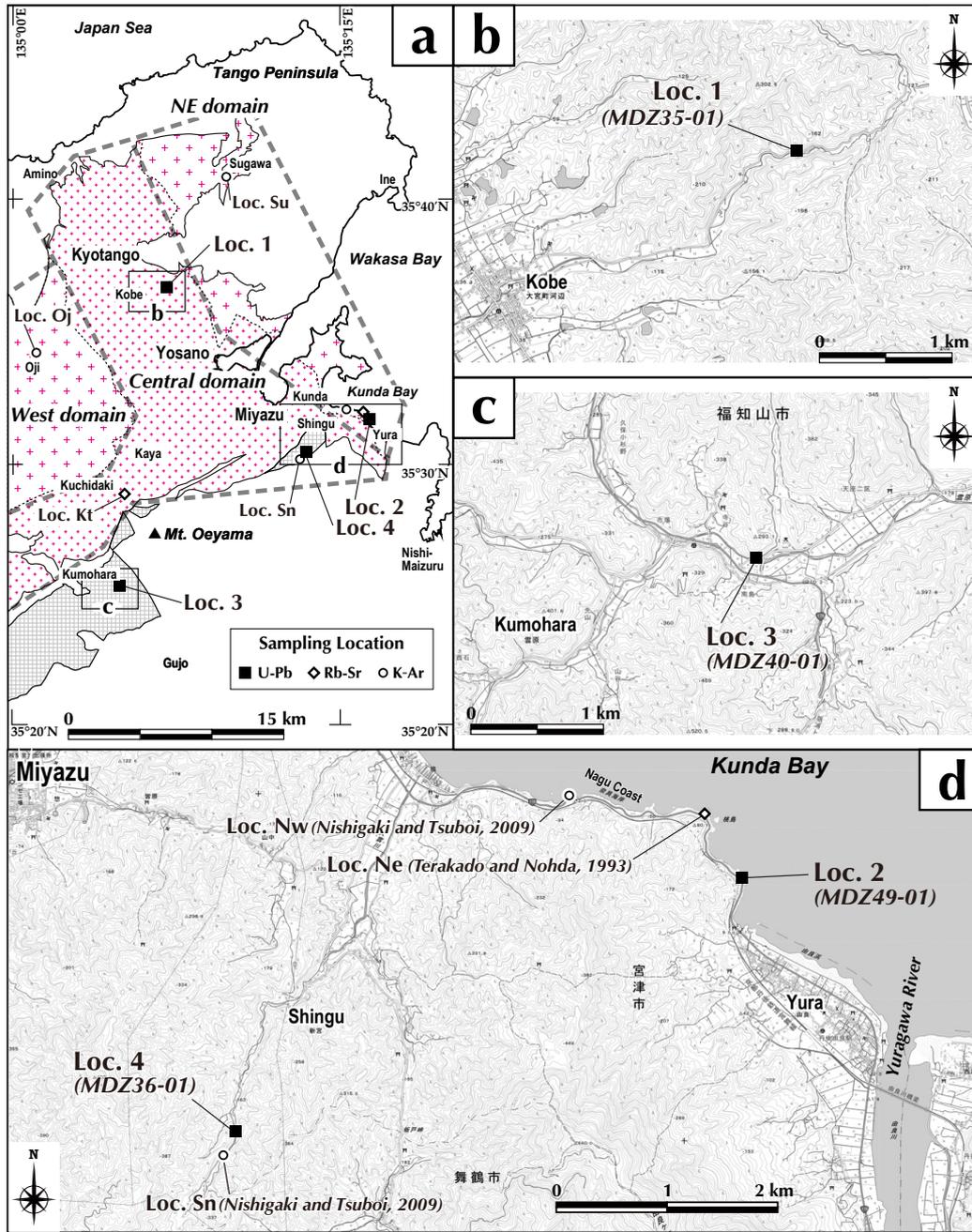
雲原花崗岩は細粒花崗岩と中粒花崗岩に分類される。本地域外の福知山市夜久野町を西限として3～5 kmの南北幅を持って北東方へ分布し、大江山北東麓で一旦途切れるが、宮津市南部の小田～新宮周辺において南北幅2 kmを持って北東-南西方向に分布する。分布の北側では花崗岩質複合岩ならびに宮津花崗岩と接し、南側では大江山超苦鉄質岩類とペルム系(下見谷層)に貫入している(猪木・黒田, 1965)。

雲原花崗岩は優白質灰白色を呈する花崗岩であり、部分的に黄褐色を帯びることがある。完晶質で等粒状組織を示すが、斑状組織を呈することも多い。構成鉱物は粒径0.5～3 mm程度の斜長石・石英・カリ長石を主とし、黒雲母(径0.2～1 mm程度)を普遍的に含むが角閃石(長径0.3～2 mm程度)は稀にしか認められなかった。宮津花崗岩と比較すると構成鉱物の平均的粒径は小さく、細粒と中粒に分類される。有色鉱物の含有量は比較的少ない。細粒花崗岩では、斜長石の粒径が他の鉱物に比べて若干大きく斑状を呈する傾向があり、やや不均質である。中粒花崗岩では、構成鉱物の粒径は比較的一定していて等粒状を示す。

雲原花崗岩の放射年代についてはこれまで、宮津市新宮付近(Loc. Sn; 第2図, 第3図a, d)から 67.2 ± 1.5 MaのK-Ar年代(西垣・壺井, 2009)が報告されたのみである。

2.3 花崗岩質複合岩

猪木・黒田(1965)は、宮津花崗岩と雲原花崗岩との間に狭長な分布域をもった多様な珪長質深成岩類が露出することを示し、その範囲を早期進入岩コンプレックス帯と呼んだ。本論では貫入の前後関係が必ずしも明確になっていないことから、この範囲に露出する多様な深成岩類を花崗岩質複合岩と仮称する。この複合岩には、斑状花崗岩(細粒で斑状組織の明瞭な優白質灰白色の花崗岩)・細粒黒雲母花崗岩(細粒～中粒・等粒状で、カリ長石に富み有色鉱物に乏しい)・文象岩(有色鉱物が少なく斜長石に極めて乏しい)などが含まれ、斑状花崗岩の少なくとも一部は宮津花崗岩中の捕獲岩塊とされている



第3図 年代測定用試料の採取地点

(a) 丹後地方における珪長質深成岩類の分布概略と年代測定用の岩石試料採取地点を示す。中央区域ならびに西区域・北東区域にはそれぞれ中粒花崗岩と粗粒花崗岩が卓越して分布し、その南縁には雲原花崗岩が露出する。花崗岩質複合岩の分布は省略。(b-d) 宮津花崗岩ならびに雲原花崗岩の採取地点。()内は試料番号。先行研究による試料採取地点について、Loc. NeとLoc. KtはTerakado and Nohda (1993)のFig. 3Aに示された地点を、Loc. SuとLoc. Ojは小滝ほか(2009)に記述された地名から判断した地点を図示した。また、Loc. NwとLoc. Snの位置は壺井基裕氏の私信に基づく。基図には国土地理院の地理院地図(<http://maps.gsi.go.jp>)を使用。

Fig. 3 Location of sampling points for dating

(a) Geological sketch map of felsic plutonic rocks in the Tango District and the sample locations. Medium-grained granite of the Miyazu Granite occupy the Central domain and coarse-grained granite is situated in the West and Northeast (NE) domains. The Kumohara Granite is exposed south of the Miyazu Granite. Distribution of the Granitic complex is omitted. (b-d) Sample locations of the Miyazu and Kumohara granites are represented with their numbers. Those from previous studies are also indicated; Locs. Ne and Kt and Locs. Su and Oj are respectively referred from Fig. 3A of Terakado and Nohda (1993) and description of Kotaki *et al.* (2009), and Locs. Nw and Sn are based on the personal communication with Prof. Tsuboi. The GSI map of the Geospatial Information Authority of Japan (<http://maps.gsi.go.jp>) is used for the base map.

第1表 丹後地方の珪長質深成岩類から測定された帯磁率

Table 1 Magnetic susceptibility measured from felsic plutonic rocks in the Tango District

	Unit	Location		Magnetic Susceptibility ($\times 10^{-3}$ SI)	
		lat. (north)	long. (east)		
Miyazu Granite	coarse-grained	(West)	35°31'31.12"	135°03'08.18"	4.3
			35°32'40.76"	135°01'07.94"	4.7
			35°29'06.99"	135°01'49.15"	2.6
		(Northeast)	35°32'34.74"	135°04'01.24"	3.5
			35°33'11.25"	135°01'12.23"	0.12
			35°41'56.40"	135°07'53.30"	3.1
	medium-grained	(Central)	35°41'58.10"	135°07'46.30"	2.2
			35°32'38.95"	135°04'58.25"	4.3
			35°36'41.62"	135°07'00.70"	3.6
			35°26'11.13"	135°02'06.30"	2.9
			35°27'09.34"	135°02'16.11"	3.6
			35°26'54.24"	135°04'18.63"	2.0
			35°28'21.82"	135°02'40.83"	1.8
			35°28'18.87"	135°01'45.98"	4.2
35°40'52.87"	135°06'37.67"	2.1			
Kumohara Granite		35°21'58.76"	135°00'37.47"	4.6	
		35°22'42.67"	135°00'40.25"	4.6	
		35°24'26.26"	135°03'25.17"	3.2	
		35°25'18.19"	135°04'07.04"	3.7	
		35°25'21.34"	135°04'52.85"	3.9	
		35°25'50.17"	135°04'06.65"	3.4	
Granitic Complex		35°24'24.74"	134°59'59.85"	0.19	
		35°24'10.39"	134°59'53.82"	0.05	
		35°26'42.35"	135°04'23.03"	2.6	

Kappameter KT-9 (Exploranium G.S. Limited)

(猪木・黒田, 1965; 黒田, 1968). 一部の観察結果ではあるが, 斑状花崗岩ならびに細粒黒雲母花崗岩は, 粒径2~3 mmの石英とやや斑状を呈する斜長石・カリ長石(粒径3~5 mm程度, 最大で7 mm)を主とし, 黒雲母(径0.2~1.5 mm程度)を含む。角閃石は確認できなかった。

3. 全岩化学組成

丹後地方に分布する珪長質深成岩類の化学組成に関する研究例は少なく, わずかに西垣・壺井(2007, 2009)ならびに清水・壺井(2019)による報告があるのみである。それらは, 本地域東部と南西部における宮津花崗岩と雲原花崗岩の全岩化学組成(主要成分・微量成分)を測定したものであり, 概要は以下の通りである。

主要成分元素では, SiO₂含有量に明瞭な相違が認められる。栗田半島周辺や由良・新宮などを含む宮津市東部では, 宮津花崗岩(西垣・壺井, 2007, 2009による「粗粒花崗岩」に相当)で68.5~74.6 wt%の範囲に分散する。これに対し雲原花崗岩については, 宮津市東部(西垣・壺井, 2009による「中細粒花崗岩」に相当)でより高い74.7~77.4 wt%の狭い範囲に, また本地域南西部にあたる模式地周辺の雲原花崗岩(清水・壺井, 2019)ではより低い59.3~67.7 wt%の範囲に集中する。このことから雲原花崗岩は, 地域的に宮津花崗岩とは異なるSiO₂量を含むことが示される。しかしながら両花崗岩の主要成分元素は, SiO₂の増加に伴ってTiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO,

Na₂O, P₂O₅が減少しK₂Oは増加する直線的な同一トレンドを形成している。また, 一部の微量成分元素(La, Yb, Sr)においては, 両花崗岩の間で系統的な違いがあることが指摘された(清水・壺井, 2019)。このような特徴から, 宮津市東部の宮津花崗岩と雲原花崗岩は一連の花崗岩とする見解(西垣・壺井, 2009)があるものの, 模式地周辺の雲原花崗岩と宮津花崗岩は異なり, 複数のマグマ活動に由来する可能性も示唆された(清水・壺井, 2019)。

4. 帯磁率

帯磁率を測定することにより, 岩石中に含まれる磁性鉱物(主に磁鉄鉱)のおおよその割合を知ることができる。特に花崗岩類においては, 磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の識別(Ishihara, 1977)に利用されることが多い。そこで本研究においても, 宮津花崗岩・雲原花崗岩ならびに花崗岩質複合岩を対象に帯磁率を測定した。Exploranium G.S.社製の帯磁率計(Kappameter KT-9)を用い, 露頭より採取した岩石試料の切断面あるいは比較的平滑な破断面に対し, 各試料とも3回測定しその算術平均を測定値として扱った。測定結果は第1表に掲げた通りである。なお, 磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列を区分する境界について, Ishihara (1990)及びTakahashi *et al.* (1980)が提示した値(100 emu/g)は上野(1987)の換算表に基づくとおおよそ 3.0×10^{-3} SIとなるため, この値が一般に使用されている(石原ほか, 1988)。しかしその後, 全岩化学組成にお

けるSiO₂含有量の増加に伴って帯磁率が減少することが知られるようになり、このことを考慮する必要性が指摘されている(Ishihara *et al.*, 1995).

宮津花崗岩のうち粗粒花崗岩主体の西区域では、一桁低い帯磁率(0.12 × 10⁻³ SI)を示す試料が見られるもののそれ以外は2.6 × 10⁻³ ~ 4.7 × 10⁻³ SIの値をもち、同じく粗粒花崗岩主体の北東区域からは2試料のみの測定であるが、西区域に比べやや低い2.2 × 10⁻³ SIと3.1 × 10⁻³ SIが得られた。中粒花崗岩主体の中央区域での帯磁率は、1.8 × 10⁻³ ~ 4.3 × 10⁻³ SIの比較的広範囲の値を示した。このように宮津花崗岩の帯磁率は、区域と岩相には無関係で大きな差は認められず、磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の両方に跨る。一方、東西に狭長な分布域を持つ雲原花崗岩では、宮津花崗岩に比べ全体的に高い3.2 × 10⁻³ ~ 4.6 × 10⁻³ SIの帯磁率を示し、全て磁鉄鉱系列に分類される。これらに対し、花崗岩質複合岩からはチタン鉄鉱系列に属する0.05 × 10⁻³ SI ~ 2.6 × 10⁻³ SIの低い帯磁率が得られた。

5. U-Pb年代

宮津花崗岩ならびに雲原花崗岩について、これまでに黒雲母K-Ar年代とRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代が測定され、およそ68 ~ 58 Ma(河野・植田, 1966; 小滝ほか, 2009; 西垣・壺井, 2009)と61 Ma前後(Terakado and Nohda, 1993)の値がそれぞれ報告されている。本研究ではこれらの深成岩類の貫入時期を特定するにあたり、ジルコンU-Pb年代を測定した。

5.1 試料採取地点

ジルコンU-Pb年代測定を実施した試料は、宮津花崗岩の2箇所と雲原花崗岩の2箇所から採取された(合計4試料)ものである(第2図, 第3図)。

宮津花崗岩

Loc. 1 [MDZ35-01]

採取地点は、京丹後市^{おおみや こうべ}大宮町河辺から東北東約2.5 kmの林道沿いの露頭(35°36'41.62"N, 135°7'0.70"E)である(第3図b)。この露頭は宮津花崗岩の中央区域北部に含まれ、周辺には中粒の黒雲母花崗岩が広く分布する。年代測定用に採取した試料は、完晶質・等粒状でやや粗粒な部分を含む中粒黒雲母花崗岩である。斜長石とカリ長石がほぼ等量含まれ石英がやや乏しい。有色鉱物として粒径1 ~ 3 mm程度の黒雲母は普遍的に含まれるが、角閃石は認められなかった。石英ならびに斜長石の粒径はそれぞれ3 ~ 5 mm程度と5 ~ 8 mm程度であるが、カリ長石は同程度か粗粒(~ 15 mm)になる傾向がある。

Loc. 2 [MDZ49-01]

採取地点は、北東区域南東端に位置する宮津市由良の約1.5 km北西の奈具海岸沿いの露頭(35°31'41.65"N,

135°16'21.59"E)である(第3図d)。この海岸から北方の栗田半島にかけては粗粒の角閃石黒雲母花崗岩が分布する。西垣・壺井(2009)が報告した64.8 Ma(黒雲母K-Ar年代: Loc. Nw)とTerakado and Nohda(1993)が報告した60.4 Ma(Rb-Sr全岩アイソクロン年代: Loc. Ne)を得た露頭は、Loc. 2より北西にそれぞれ約1.7 kmと約660 m離れた海岸であるが、露頭は連続し同様の岩相を呈する。年代測定用に採取した試料は、完晶質・等粒状の粗粒角閃石黒雲母花崗岩である。粒径は石英・斜長石で約6 ~ 10 mm程度、カリ長石で8 ~ 15 mm、黒雲母で1 ~ 3 mmであり、斜長石とカリ長石がほぼ等量で石英が若干少ない。角閃石は粒径0.2 ~ 0.3 mm程度で含有量もあまり多くない。

雲原花崗岩

Loc. 3 [MDZ40-01]

採取地点は、模式地である福知山市雲原^な南島北側の道路沿いの露頭(35°25'20.87"N, 135°4'50.37"E)である(第3図c)。この地点は雲原花崗岩分布域の西部に位置し、周辺には細粒あるいは中粒の黒雲母花崗岩が広く分布する。年代測定用に採取した試料は、完晶質でやや斑状の細粒黒雲母花崗岩である。石英の粒径は0.5 ~ 1 mm程度である。斜長石ならびにカリ長石は1 ~ 3 mm程度の粒径を持ち、石英と比較するとやや大きいのが特徴である。これらの含有量はほぼ等量である。黒雲母は粒径が0.3 ~ 1 mm程度で小さく含有量も少ない。角閃石は認められなかった。

Loc. 4 [MDZ36-01]

採取地点は、宮津市新宮から約1.2 km南西に位置する河床に露出する露頭(35°30'28.96"N, 135°13'27.36"E)であり、雲原花崗岩分布域の東端部に相当する(第3図d)。周辺の河床や林道沿いには、細粒の黒雲母花崗岩が連続的に露出し、西垣・壺井(2009)によって67.2 Ma(黒雲母K-Ar年代: Loc. Sn)が得られた露頭は、Loc. 4からおおよそ200 m以下の範囲内にあるため、同一岩相を呈する花崗岩であると見なされる。年代測定用に採取した試料は、やや斑状を呈した中粒な岩相も見られるが、細粒黒雲母花崗岩である。石英の粒径は0.5 ~ 1 mm、斜長石・カリ長石の粒径は1 ~ 2 mmが多い。これらの含有量はほぼ等量であるか、カリ長石がやや多い。有色鉱物としては、粒径が小さい黒雲母(0.3 ~ 0.5 mm程度)が少量含まれるが、角閃石は確認できなかった。

5.2 測定方法

ジルコン粒子の抽出と年代測定は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。岩石試料から抽出したジルコン結晶として無作為に選んだ粒子を、その外部面が露出するようにPFAテフロンシートに埋め込んだ後、これをダイヤモンドペーストで研磨した。測定には、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設に設置された

第2表 年代測定に用いたLA-ICP-MSと測定条件

Table 2 Instrumentation and operational conditions for the LA-ICP-MS analysis

Sample name	MDZ35-01, MDZ36-01, MDZ40-01, MDZ49-01		
Laser ablation system		ICP-MS	
Model	IFRIT (Cyber Laser Inc., Tokyo Japan)	Model	iCAP-Qc (Thermo Fisher Scientific K.K.)
Laser type	Type-C Ti:S femtosecond laser	ICP-MS type	Quadrupole
Pulse duration	230 fs	Scanning (operation) mode	Standard mode
Wave length	260 nm (THG)	Forward power	1400 W
Laser power	45%	Make-up gas (Ar)	1.00 L min ⁻¹
Spot size	10 μm	ThO ⁺ /Th (oxide ratio)	< 1%
Repetition rate	20 Hz	Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Duration of laser ablation	20 s	Data acquisition	50 s (15 s gas blank, 35 s ablation)
Sampling mode	9 spots × 44 cycles with Galvanometric optics	Monitor isotopes	²⁹ Si, ²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Carrir gas (He)	0.90 L min ⁻¹	Dwell time	0.2 s for ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, 0.1 s for others
Standards			
Primary standard (U-Pb)	Nancy 91500 ^{1, 2}		¹ , Wiedenbeck <i>et al.</i> (1995); ² , Iwano <i>et al.</i> (2012); ³ , Iwano <i>et al.</i> (2013);
Secondary standard (U-Pb)	OD-3 ^{2, 3, 4}		⁴ , Lukács <i>et al.</i> (2015)

四重極型結合誘導プラズマ質量分析(LA-ICP-MS)装置(iCAP-Qc: Thermo Fisher Scientific)とレーザーサンプリング装置としてフェムト秒レーザー(IFRIT: Cyber Laser Inc.)を組み合わせて使用した。レーザー照射に際してはビーム径を10 μmとし、測定前にジルコン表面の鉛汚染を避けるためにワンショットクリーニング(Iizuka and Hirata, 2004)を施した後、20秒間レーザー照射を行った。測定点としては、包有物や割れ目を避けてジルコン粒子の中心より外側を選択した。ジルコンの標準試料による補正には一次標準試料としてNancy91500(Wiedenbeck *et al.*, 1995)を用い、年代測定結果の正確性を評価するための二次標準試料として33.0 ± 0.1 Maを示すOD-3(岩野ほか, 2012; Iwano *et al.*, 2013; Lukács *et al.*, 2015)も分析した。測定した元素及びその同位体は、²⁹Si, ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸Uであり、U-Pb年代として²⁰⁶Pb/²³⁸U年代と²⁰⁷Pb/²³⁵U年代を求めた。測定装置の詳細及びICP-MSの諸条件を第2表に掲げる。

5.3 測定結果

代表的なジルコン粒子のカソードルミネッセンス(CL)画像を第4図に掲載する。各試料の測定結果については、各ジルコン粒子のコンコーディア図と年代頻度分布図(及び確率分布曲線)を第5図に、ジルコン粒子ごとのU-Pb年代を第6図に、分析値の詳細を付表1に示す。

年代の議論には、²⁰⁷Pb/²³⁵U年代よりも誤差の小さい²⁰⁶Pb/²³⁸U年代を採用した。なお、四重極型ICP-MS装置で測定したOD-3のピーク年代(加重平均値)は32.66 ± 0.80 Ma(誤差2σ)(MSWD = 0.51)であり、いずれも二次標準試料の文献値(32.853 ± 0.016 Ma: Lukács *et al.*, 2015)から2%以内のずれに収まっている。本研究では、²⁰⁶Pb/²³⁸U年代と²⁰⁷Pb/²³⁵U年代が2σの誤差内で重複する粒子をコン

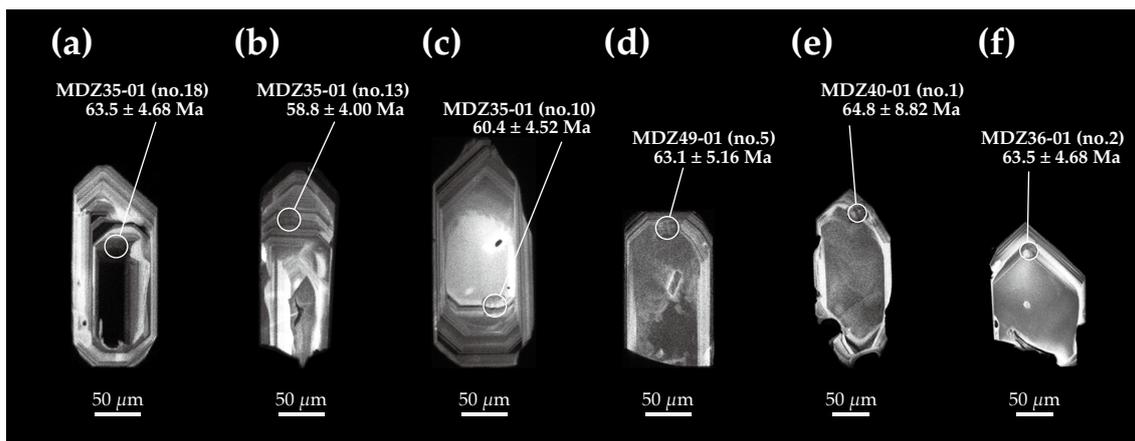
コードント、重複しない粒子をディスコードントとみなした。以下に宮津花崗岩ならびに雲原花崗岩の各試料について、結果を記述する。

MDZ35-01 (Loc. 1: 京丹後市大宮町河辺)

測定試料は、中央区域北部に位置する宮津花崗岩(中粒黒雲母花崗岩)である。CL画像では、全てのジルコン粒子において明瞭な波状(オシラトリー)累帯構造が観察される(第4図a-c)。ジルコン30粒子の測定値は66.3 ~ 55.8 Maの範囲に収まるが、1粒子(no. 21)のみがディスコードントな値を示した(第5図1a)。コンコードント29粒子の誤差楕円(2σ)のすべてが重複することから、これらが単一の年代集団を構成すると判断できる。確率分布曲線(第5図1b)では、63 Ma付近の最大ピークとそれより若い59 Ma付近の第2のピークが見られる。これら2つのピークを構成する年代値と両ピークの間当たる年代値(62 ~ 60 Ma)も、明瞭な波状累帯構造が見られるリムから得られたものであり(第4図a-c)、これら2つの年代ピークは分離できるものではないと考えられる。従って、コンコードント29粒子から求めた加重平均値(61.7 ± 1.0 Ma: 誤差2σ)(第6図a)をMDZ35-01の年代として扱い、これを本試料の年代値(U-Pb系の閉鎖時期)とする。

MDZ49-01 (Loc. 2: 宮津市奈具海岸)

測定試料は、北東区域南東端に位置する宮津花崗岩(粗粒角閃石黒雲母花崗岩)である。CL画像では、全てのジルコン粒子には比較的明瞭な波状累帯構造が形成されていることが観察される(第4図d)。ジルコン30粒子は全てコンコードントであり(第5図2a)、67.6 ~ 57.6 Maの間に集中する。確率分布曲線(第5図2b)では、64 Ma付近にやや幅広の単一ピークが見られる。各測定値の誤差楕円(2σ)はすべて重複することから、これらの粒子が単一の年代集団を構成すると判断し、その加重平均値とし



第4図 代表的なジルコン粒子のカソードルミネッセンス(CL)画像
(a-c) Sample MDZ35-01 (a: no. 18, b: no. 13, c: no. 10), (d) Sample MDZ49-01 (no. 5), (e) Sample MDZ40-01 (no. 1), (f) Sample MDZ36-01 (no. 2). 白丸はビーム径(10 μm)を示し、その測定点のU-Pb年代値を付す。

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains
(a-c) Sample MDZ35-01 (a: no. 18, b: no. 13, c: no. 10), (d) Sample MDZ49-01 (no. 5), (e) Sample MDZ40-01 (no. 1), (f) Sample MDZ36-01 (no. 2). Circles show the locations of analytical spots (10 μm) with corresponding U-Pb ages (in Ma).

て得られた 63.2 ± 1.0 Ma (誤差 2σ) (第6図b) をこの試料の年代値(U-Pb系の閉鎖時期)とする。

MDZ40-01 (Loc. 3 : 福知山市雲原)

測定試料は、模式地に分布する雲原花崗岩(細粒黒雲母花崗岩)である。全てのジルコン粒子に明瞭な波状累帯構造が形成されていることが、CL画像で観察される(第4図e)。ジルコン30粒子は全てコンコールドであり(第5図3a)、74.2 ~ 55.6 Maの比較的広い範囲に分散する。各測定値の誤差楕円(2σ)は重複し、全ての粒子が単一の年代集団を構成すると判断できるので、その加重平均値として得られた 65.7 ± 1.2 Ma (誤差 2σ) (第6図c) をこの試料の年代値(U-Pb系の閉鎖時期)とする。確率分布曲線(第5図3b)では、より古い70 Ma付近にピークが見られる。これらの差は、加重平均値より古い測定値(70 ~ 68 Ma)がやや多く得られたことに起因すると考えられる。

MDZ36-01 (Loc. 4 : 宮津市新宮)

測定試料は、雲原花崗岩(細粒黒雲母花崗岩)である。CL画像ではリムが薄い粒子も見られたが、全てのジルコン粒子において明瞭な波状累帯構造が観察される(第4図f)。ジルコン30粒子全てがコンコールドな値を示す(第5図4a)。測定値は71.4 ~ 59.2 Maの比較的狭い年代幅に収まり、確率分布曲線(第5図4b)においても65 Ma付近に顕著なピークが見られる。各測定値の誤差楕円(2σ)は重複し、全ての粒子が単一の年代集団を構成すると判断できる。従って、その加重平均値として得られた 65.1 ± 1.2 Ma (誤差 2σ) (第6図d) をこの試料の年代値(U-Pb系の閉鎖時期)とする。

6. 考察

従来の宮津花崗岩と雲原花崗岩の年代値に関しては既述の通り、黒雲母K-Ar年代とRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代が報告されている(河野・植田, 1966; Terakado and Nohda, 1993; 小滝ほか, 2009; 西垣・壺井, 2009)。これらの年代値は68 ~ 58 Maを示し、白亜紀末から古第三紀初頭の時代に相当する。しかしながら年代値に10 myrもの隔たりがあるばかりでなく、K-Ar法とRb-Sr法とでは測定対象とする鉱物の閉鎖温度が顕著に異なるこ

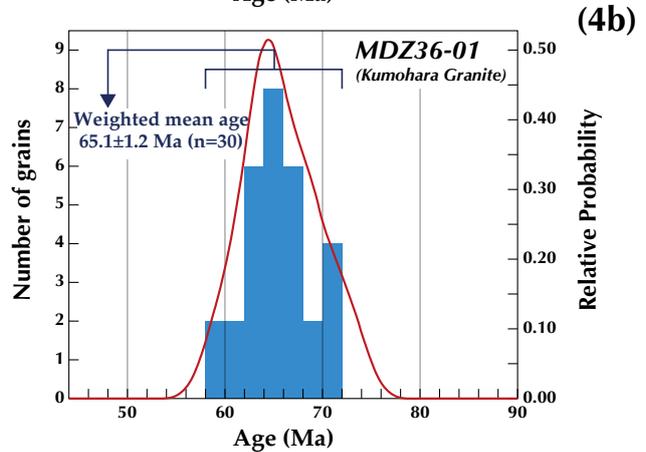
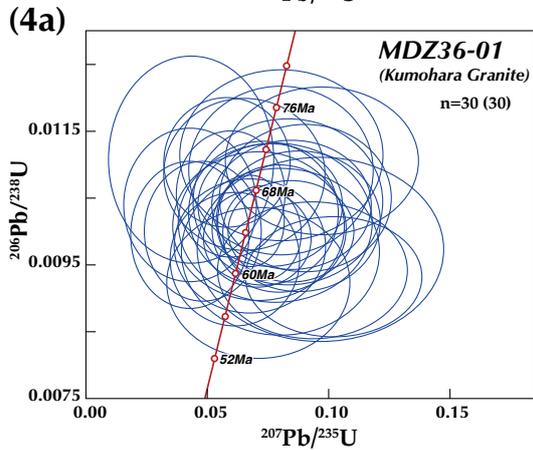
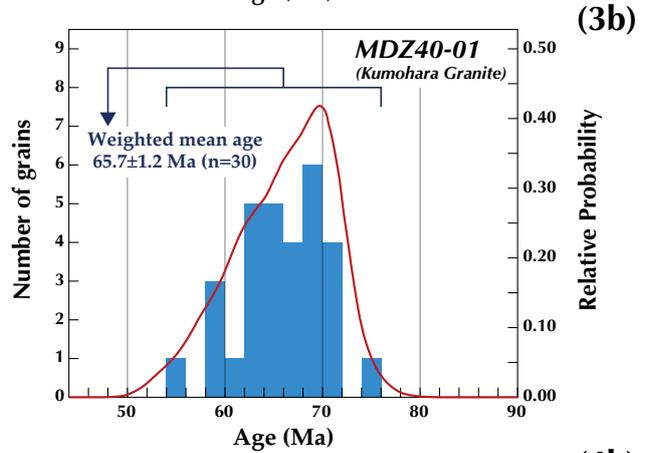
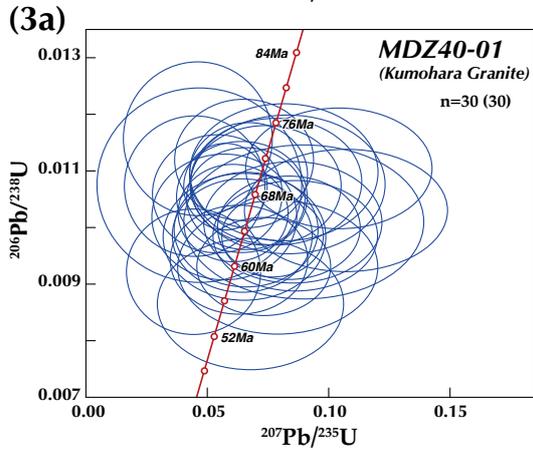
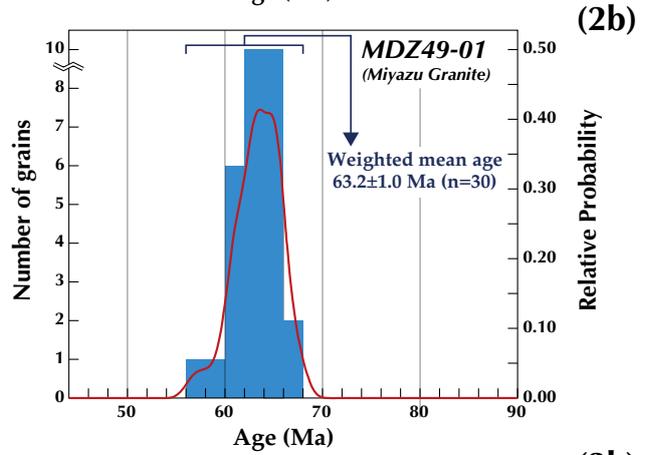
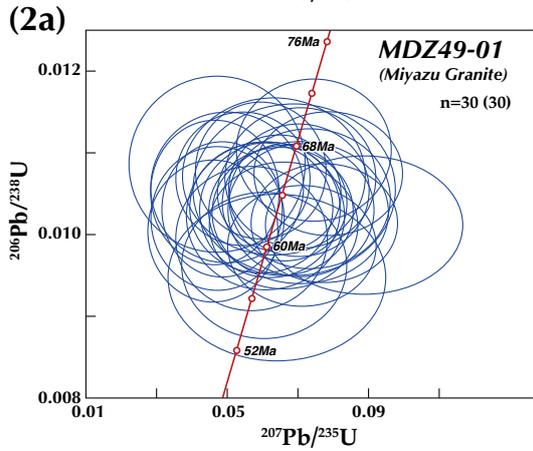
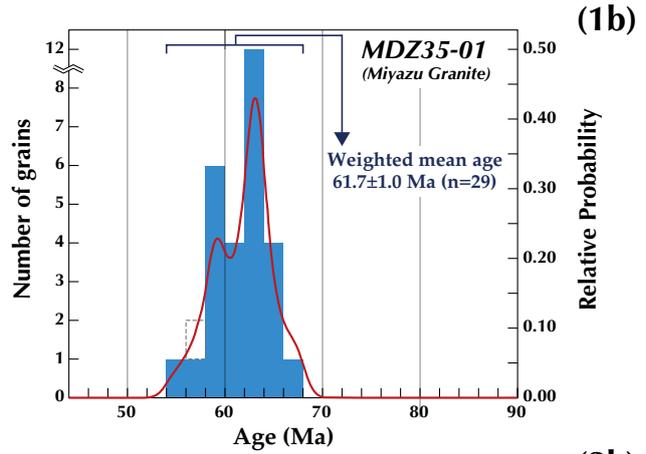
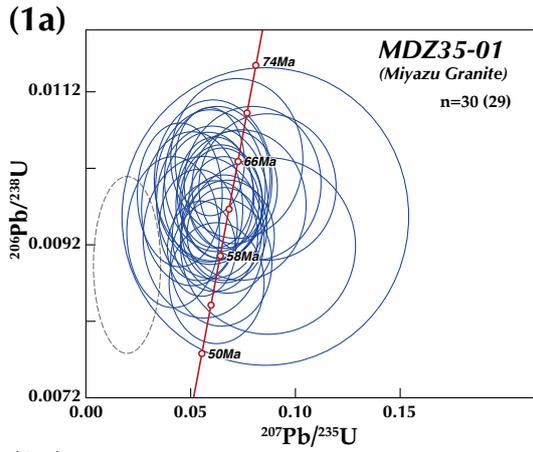
(→ p. 11)

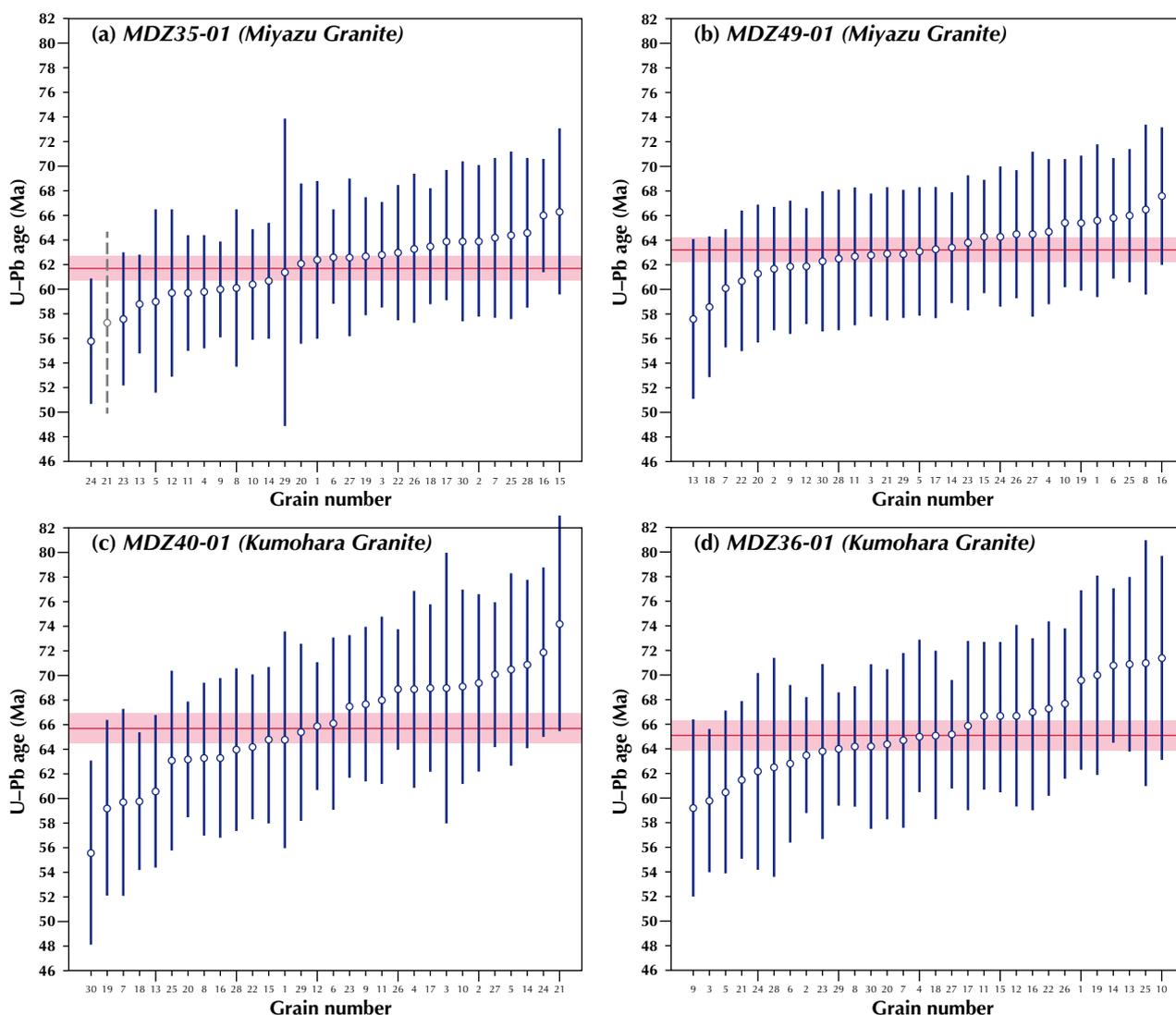
第5図 ジルコンU-Pb年代の分析結果

(1a, 2a, 3a, 4a) コンコルディア図(誤差楕円は 2σ)。nは測定粒子数で括弧内はコンコールド粒子数。(1b, 2b, 3b, 4b) 年代($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代)頻度分布図及び相対確率分布曲線(赤曲線)。括弧内のnはコンコールド粒子数。ジルコン1粒子のみがディスコールドな年代値(1a: 灰色破線楕円, 1b: 灰色破線)であり、他のジルコン粒子は全てコンコールドな値を示す(2a, 3a, 4a)。加重平均値はコンコールド粒子から算出。

Fig. 5 Analytical data of zircon U-Pb dating
(1a, 2a, 3a, 4a) Concordia diagrams (error ellipse= 2σ). (1b, 2b, 3b, 4b) Frequency distribution diagrams with relatively probability curve (red curve). Horizontal axis indicates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age. The discordant data shown by a gray ellipse (1a) and an open square (1b) were excluded to determine the weighted mean age of its sample. All other age data shown by blue ellipses and blue squares are concordant. Weighted mean ages were calculated by using concordant ages.

丹後地方珪長質深成岩類の貫入年代と山陰帯深成活動の年代対比 (中江)





第6図 ジルコン粒子ごとのU-Pb年代

(a, b)宮津花崗岩, (c, d)雲原花崗岩. 青丸印はジルコン粒子の年代測定値を示し, 青線は誤差(2 σ)を表す. 灰色丸印と灰色破線はディスコードナントなジルコン粒子を示す. 各試料の加重平均値とその誤差(2 σ)はそれぞれ, 赤線と赤帯の範囲で表される.

Fig. 6 U-Pb ages with 2 σ error bars of individual zircon grains

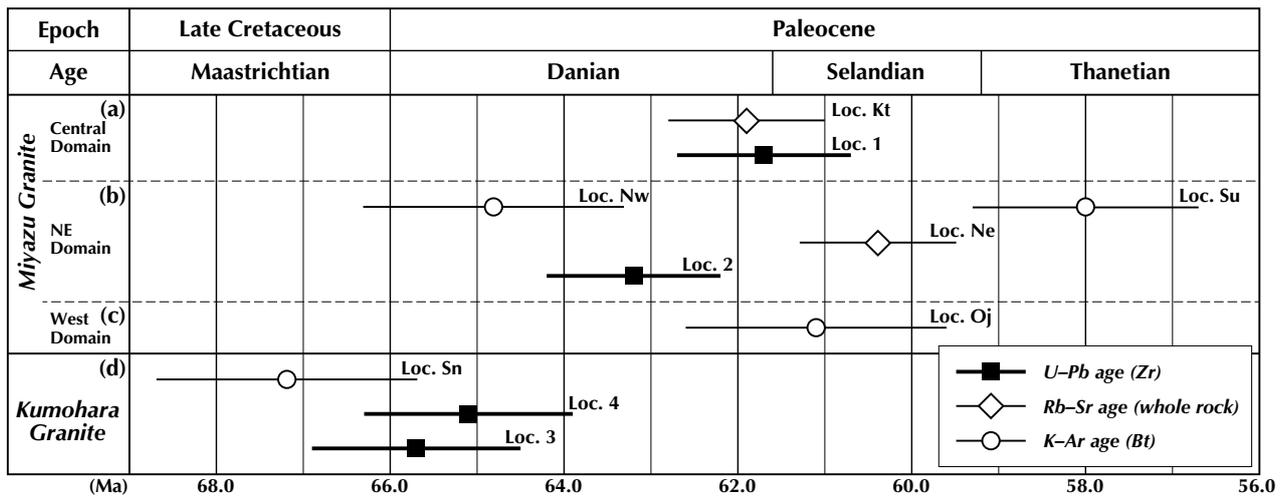
(a, b) The Miyazu Granite. (c, d) The Kumohara Granite. Blue open circles and bars respectively represent U-Pb ages and their 2 σ errors for individual zircon grain. Red lines show the weighted mean of U-Pb age for each sample with its 2 σ error (red zone). A gray open circle with a broken line indicates the grain with discordant U-Pb age.

とから, 単純にこれらの年代値を花崗岩の貫入・定置時期とするには問題がある. そこで以下に, 丹後地方から新たに得られたジルコンU-Pb年代値に基づき, 近畿地方北西部における山陰帯珪長質深成岩類の対比を検討すると共に, これまでに報告された各種放射年代値の精度や信頼性を吟味し, 貫入・定置について議論する.

6.1 ジルコンU-Pb年代値

宮津花崗岩では, 中央区域の中粒黒雲母花崗岩(Loc. 1:

MDZ35-01)と北東区域の粗粒角閃石黒雲母花崗岩(Loc. 2: MDZ49-01)から, 単一年代集団を構成するジルコン粒子のU-Pb年代値(加重平均値, 誤差2 σ)としてそれぞれ61.7 \pm 1.0 Maと63.2 \pm 1.0 Maを得た. これらの年代値は誤差範囲で多少重複するものの, 互いに比較的有意な差がある(第6図a, b, 第7図a, b). このことは, 構成鉱物の平均的な粒度によって識別された区域(中粒花崗岩卓越の中央区域と粗粒花崗岩卓越の北東区域)の間には, 宮津花崗岩における異なる岩相の貫入時期として1.5 myr



第7図 丹後地方の珪長質深成岩類から報告された放射年代

K-Ar年代とRb-Sr年代については先行研究(小滝ほか, 2009; Terakado and Nohda, 1993; 西垣・壺井, 2009)に基づく。地質時代と年代値(Ma)はCohen *et al.* (2013)に基づく。

Fig. 7 Radiometric ages reported from felsic plutonic rocks in the Tango District

K-Ar and Rb-Sr ages are referred from previous studies (Kotaki *et al.*, 2009; Terakado and Nohda, 1993; Nishigaki and Tsuboi, 2009). Geologic time scale and age (Ma) are adopted from Cohen *et al.* (2013).

程度の時間差があったことを示す。

雲原花崗岩からも同様に2地点から、それぞれ単一年代集団を構成するジルコン粒子のU-Pb年代値(加重平均値, 誤差 2σ)として、 65.7 ± 1.2 Ma (Loc. 3: MDZ40-01)と 65.1 ± 1.2 Ma (Loc. 4: MDZ36-01)が得られた。両年代値の誤差範囲はかなり重複しており、有意な差は無いと見なせる(第6図c, d, 第7図d)。採取地点はかなり離れている(約15 km)が、両者とも岩相は共通し、やや斑状を呈する細粒の黒雲母花崗岩である。

ところで、ジルコンU-Pb年代の閉鎖温度は $1,000$ °C前後(Cherniak and Watson, 2000)とされるので、今回得られた年代値は宮津花崗岩・雲原花崗岩の貫入年代を表している。上記4つのU-Pb年代値を比較すると、宮津花崗岩は区域(岩相)ごとに多少の年代差($63.2 \sim 61.7$ Ma)があるものの、雲原花崗岩($65.7 \sim 65.1$ Ma)とは誤差範囲が殆ど重複せず有意な年代差($4.0 \sim 1.9$ myr)があると判断できる。両花崗岩の全岩化学組成に関して西垣・壺井(2009)は、 SiO_2 の増加に対する他の主要元素の増減が直線的な同一トレンドを形成することを根拠に、少なくとも宮津市東部の宮津花崗岩と雲原花崗岩は一連のものと考えている。しかしU-Pb年代に基づく、これらは異なる時期に貫入した深成岩類とみなす方が妥当である。

6.2 従来の放射年代値との比較

宮津花崗岩の分布域は既述のように、中粒花崗岩が卓越する中央区域、粗粒花崗岩を主体とする北東区域ならびに西区域に区分される。中央区域では、本研究により

Loc. 1から得られた 61.7 ± 1.0 Ma (U-Pb年代)のほか、ここより南方15 kmの与謝野町口滝付近(Loc. Kt: 第3図a)からRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代として 61.9 ± 0.9 Ma (Terakado and Nohda, 1993)が報告されている(第7図a)。これら2つの値は、平均値としてRb-Sr年代の方が僅かに古い、それぞれの誤差範囲を含め両者はほぼ一致する。北東区域にはLoc. 2が含まれ、今回この地点から 63.2 ± 1.0 Ma (U-Pb年代)が得られた。近傍からこれまでに、Rb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代として 60.4 ± 0.9 Ma (Loc. Ne: Terakado and Nohda, 1993)、また黒雲母K-Ar年代として 64.8 ± 1.5 Ma (Loc. Nw: 西垣・壺井, 2009)が報告されている(第3図d, 第7図b)。Rb-Sr年代はU-Pb年代より誤差範囲を超えて有意に若いのに対し、K-Ar年代は他の2つの年代値より明瞭に古い値を示す。さらに、この北北西約20 kmに位置する京丹後市弥栄町須川付近(Loc. Su: 第3図a)からは、小滝ほか(2009)によって 58.0 ± 1.3 Maを示す黒雲母K-Ar年代が報告されている(第7図b)。この地点周辺の宮津花崗岩は、中新統北但層群に不整合で被覆され、さらに小規模(幅2~3 m)な安山岩質岩脈に貫入される露頭も観察された。つまり、 58.0 Maを示すK-Ar年代は接触変成作用で若化した値である可能性は排除できない。西区域では、京丹後市峰山町大路付近(Loc. Oj: 第3図a)から 61.1 ± 1.4 Maの黒雲母K-Ar年代が得られている(第7図c; 小滝ほか, 2009)のみである。

一方、雲原花崗岩においては本研究により、模式地近傍(Loc. 3: 福知山市雲原)から 65.7 ± 1.2 Ma (U-Pb年

代)が得られた(第3図c). さらに, 宮津市新宮付近で 65.1 ± 1.2 Maを示すU-Pb年代が得られた地点(Loc. 4)は, 西垣・壺井(2009)が 67.2 ± 0.9 Maの黒雲母K-Ar年代を報告した中細粒花崗岩(Loc. Sn)にかなり近接しており, ほぼ同一の場所とみなされる(第3図d). Loc. 3とLoc. 4のU-Pb年代値は誤差範囲内で一致するのに対し, 同一地点と見られるLoc. 4とLoc. Snの年代値は誤差範囲が若干重複するもののK-Ar年代の方が明らかに古い値を示している(第7図d).

このように, 宮津花崗岩から得られたU-Pb年代とRb-Sr年代は西区域を除いた区域内で比較的矛盾無い値を示しているのに対し, K-Ar年代は花崗岩や区域の違いに関わらず前二者とは大幅に異なり約67~58 Maに亘る年代値を示している.

ところで, 放射性元素を用いた年代測定における閉鎖温度は一般的に, 黒雲母K-Ar法で約300 °C (Dodson and McClelland-Brown, 1985; Harrison *et al.*, 1985など), Rb-Sr全岩-鉱物アイソクロン法では用いる鉱物によって700~650 °C (Harrison *et al.*, 1979)から500~300 °C (柚原・加々美, 2007, 2008)と幅があり, またジルコンU-Pb法では1,050~980 °C程度(Cherniak and Watson, 2000)とされている. このように, それぞれの年代値を獲得した温度は異なっている. 同一試料や単一の火成岩体において閉鎖系の温度差に従えば, U-Pb年代が最も古く, 次にRb-Sr年代, K-Ar年代の順に若くなることが期待される. しかしながら本地域では上述のように, 接触変成作用によって若化した可能性がある値を除外すると, 宮津花崗岩のK-Ar年代がU-Pb年代やRb-Sr年代より明らかに古い値をとる(第7図b). 雲原花崗岩でも同様に, U-Pb年代に対し西垣・壺井(2009)のK-Ar年代は明らかに古い(第7図d). Rb-Sr年代については, U-Pb年代とほぼ同じ値か若い値を示し(第7図a, b), 閉鎖温度との関係に大きくは矛盾していない.

原理的には, 火成岩類の貫入時期より若い冷却時期と見なされるK-Ar年代が実際より古く測定される要因として, 起源マグマが持っていた過剰アルゴンや大気中アルゴンの混入, あるいは熱水変質によるカリウムの減少などが疑われ(例えば, 小嶋・兼岡, 1967; 佐藤ほか, 2008), さらにもう一つの可能性として, K-Ar年代法における閉鎖温度が冷却速度にも依存するという現象(Dodson, 1973; 前田ほか, 2011)もあげられる. しかしながら現状では, 西垣・壺井(2009)のK-Ar年代値を評価することは容易ではなく, あくまで参考値として扱わざるを得ない.

6.3 宮津花崗岩及び雲原花崗岩の年代的制約

本調査地域外ではあるが, 宮津花崗岩はその西縁で矢田川層群に貫入しこれに接触変成を与えている(兵庫県, 1961; Terakado and Nohda, 1993). 従って, 矢田川

層群の堆積は宮津花崗岩に先行したものである. 矢田川層群のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代を報告したTerakado and Nohda (1993)は, 測定に用いた溶結凝灰岩試料が珪長質岩と安山岩質物質との混合よってもたらされた可能性に言及しつつも, 得られた 62.6 ± 1.6 Maの年代値は噴出時期を示していると解釈した. この値を宮津花崗岩のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代 (61.9 ± 0.9 Ma, 60.4 ± 0.9 Ma: Terakado and Nohda, 1993)及びジルコンU-Pb年代 (63.2 ± 1.0 Ma, 61.7 ± 1.0 Ma: 本研究)と比較すると, 概して誤差範囲内で一致しており, 矢田川層群の堆積と宮津花崗岩の貫入が近接した時期に起こったことを意味している. つまり, 矢田川層群のRb-Sr年代は宮津花崗岩の貫入年代としての下限値を制約する. 一方, 65.7 ± 1.2 Maと 65.1 ± 1.2 MaのジルコンU-Pb年代を持つ雲原花崗岩と矢田川層群との直接的な層序関係は不明であるが, 矢田川層群に先行して雲原花崗岩の貫入が起こったと想定するには年代的に無理がある. 同様に, 矢田川層群に貫入し接触変成を与えた矢田川花崗岩(後述)からもRb-Sr全岩アイソクロン年代として 69.3 ± 3.6 Maが得られており(飯泉ほか, 2001), やはり野外で観察される層序関係と年代値は矛盾している.

6.4 周辺地域との対比

中国地方東部に分布する白亜紀後半以降の珪長質深成岩類は岩相・放射年代などに基づき, 白亜紀後半の火山岩類を貫く用瀬貫入岩類・因美貫入岩類と古第三紀火山岩類に貫入する鉛山貫入岩類に大別されている(笹田ほか, 1979; 先山, 1982; 西田ほか, 2005). またこれ以前から, 珪長質深成岩類に含まれる磁鉄鉱とチタン鉄鉱の含有量から領家帯・山陽帯・山陰帯に区分されている(Ishihara, 1971)が, 構成岩類の多くが磁鉄鉱系列の花崗岩類である因美貫入岩類は山陰帯に属す(村上, 1979)とされてきた.

本地域を含む近畿地方北西部(丹後-但馬-播磨北部)では, 因美貫入岩類のうち小規模な斑れい岩とそれに引続く岩株状の花崗閃緑岩からなる早期の活動(69-61 Ma)が第I期, 底盤状の黒雲母花崗岩からなる後期の活動(68-55 Ma)が第II期, 鉛山貫入岩類の活動が第III期とされ(田結庄ほか, 1985), さらに第I期に先行する用瀬貫入岩類の活動があったことも指摘されている(先山, 1982; 西田ほか, 2005). これまでの先行研究における深成岩類の年代対比や活動時期の特定にはK-Ar法による冷却年代が用いられることが多かったが, 丹後地方における本研究の結果からも明らかのように, K-Ar年代は必ずしも深成岩類の貫入時期を示すものでなく, そのため年代値の評価は慎重にならざるを得ない場合がある. つまり, 正確な貫入・定置の時期については長年不明確のまま残されているのが現状である.

山陰帯の南限(兵庫縣神崎郡神河町-宍粟市波賀町)で

はこれに沿うように、^{おおはた てらまえ いちのみや}大畑・寺前・一宮・波賀・沖ノ山(千種)・智頭などが、花崗閃緑岩を主体としトータル岩や石英閃緑岩などを伴った岩株状の累帯深成岩体として東西方向に点在し、これに用瀬花崗岩が随伴する。これらは第I期の活動に含まれる。その北側には、和田山花崗岩が分布する(第1図; 先山・田結庄, 1995)。上記の花崗岩類のうち智頭花崗閃緑岩・用瀬花崗岩・和田山花崗岩は、例外的に帯磁率の低いチタン鉄鉱系列に属す(金谷・石原, 1973; 先山, 1982, 2005; 石原, 2002)。

黒雲母K-Ar年代としてこれまでに、寺前花崗閃緑岩から75.7Ma、波賀花崗閃緑岩から66.3 Ma、沖ノ山花崗閃緑岩から68.3 Ma、智頭花崗閃緑岩から78.2 Ma、ならびに用瀬花崗岩から80.9 Ma (柴田, 1979)が、また和田山花崗岩から79.3 Ma (石原ほか, 1988)が知られている。さらに、大畑花崗閃緑岩からは61.3 MaのK-Ar年代(通産省資源エネルギー庁, 1988)が得られたが、これは全岩で測定されたことに加え鉱化・変質が著しい(吉川ほか, 2005)ことから、年代精度という点ではやや信頼性に欠ける。寺前花崗閃緑岩については、67.1 Maのフィッシュオントラック年代を持つ七種山層火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩に貫入する(山元ほか, 2002)ことを考慮すると、75.7 MaというK-Ar年代は明らかに古い値である。これまで放射年代の報告が無い一宮花崗閃緑岩については、全岩K-Ar年代で71.9 Maならびに64.9 Maを示すデイサイト火砕流堆積物に貫入する(山元ほか, 2002)ことから、少なくともそれ以降に活動したと解釈しなければならない。波賀花崗閃緑岩と沖ノ山花崗閃緑岩はほぼ同じ黒雲母K-Ar年代を示し、それぞれの分布が連続するとの見解(田結庄, 1986)がある。従って後述するように、沖ノ山花崗閃緑岩からはより古いRb-Sr年代が報告されていることから、羽賀花崗閃緑岩も同様に古い時代の活動であった可能性がある。このように、小規模な岩株をなす大畑・寺前・一宮の花崗閃緑岩については再検討の余地があるものの、白亜紀-古第三紀境界(66.0 Ma)直後に活動したことが示唆される。

Rb-Sr全岩アイソクロン年代としては、沖ノ山花崗閃緑岩からの 81.5 ± 11.8 Ma (Shibata and Ishihara, 1979)と、智頭花崗閃緑岩ならびに用瀬花崗岩からそれぞれ 80.7 ± 0.6 Maと 79.2 ± 0.4 Ma (本間, 1986a, b)という白亜紀後半の値が報告され、これらの年代値は誤差範囲内ではほぼ一致する。智頭花崗閃緑岩と用瀬花崗岩のRb-Sr年代はそれぞれ78.2 Maと80.9 Maの黒雲母K-Ar年代(柴田, 1979)に近接するのに対し、沖ノ山花崗閃緑岩のRb-Sr年代は黒雲母K-Ar年代(68.3 Ma; 柴田, 1979)より明らかに10 myr以上古い値を示す。ただし測定値の誤差が大きいため最小値をとると、K-Ar年代とほぼ一致する。

最近, Iida *et al.* (2015)は西南日本内帯における珪長質深成活動の時空移動を明らかにするために、多くのジルコンU-Pb年代の測定結果を公表した。これによると、

智頭花崗閃緑岩と用瀬花崗岩からそれぞれ 81.82 ± 1.1 Ma, $85.2 \sim 83.81$ Maが得られており、これらの値はRb-Sr年代より若干古い調和的な値を示す。

従来より金谷・石原(1973)、村上(1979)、柴田(1979)、寺島(1982)などが指摘した通り、智頭花崗閃緑岩・用瀬花崗岩・和田山花崗岩については、低い帯磁率を示す点からチタン鉄鉱系列である山陽帯花崗岩類との近縁性が認められ、このことは $80.9 \sim 78.2$ Maを示す黒雲母K-Ar年代(柴田, 1979; 石原ほか, 1988)が山陰帯の他の花崗岩類より古いことと調和している。上記の先行研究で報告された放射年代のうち信頼性が高い値を貫入年代として採用しても、智頭花崗閃緑岩で81.82 Ma (U-Pb年代)及び80.7 Ma (Rb-Sr年代)、用瀬花崗岩で $85.2 \sim 83.81$ Ma (U-Pb年代)及び78.2 Ma (Rb-Sr年代)となる。和田山花崗岩からは79.3 Maの黒雲母K-Ar年代(石原ほか, 1988)しか報告されていないが、この年代が信頼できる値とすると、貫入時期は80 Ma以前であると推定される。これらに対し、磁鉄鉱系列である沖ノ山花崗閃緑岩からもRb-Sr年代として 81.5 ± 11.8 Maが報告された(Shibata and Ishihara, 1979)ことから、磁鉄鉱系列の花崗閃緑岩でもチタン鉄鉱系列の花崗岩類とほぼ同時に活動が始まっていたと考えることができる。このように近畿地方北西部の山陰帯には、山陽帯の活動時期に含まれる85 Ma (後期白亜紀の中頃)以降に活動を開始した貫入岩類の存在が改めて認識される。

本地域を含む丹後地方から但馬地方北部にかけては、本研究で調査対象にした宮津花崗岩ならびに雲原花崗岩と竹野・矢田川・浜坂の花崗岩が、日本海沿岸を西に向けて分布し(第1図; 先山・田結庄, 1995)、さらに鳥取平野を挟んだ西方には鳥取花崗岩(小嶋花崗岩・人形峠花崗岩)なども知られている(先山, 1983)。これらは、比較的均質で等粒状の優白色黒雲母花崗岩を主体とした大規模な底盤状岩体を形成する(田結庄ほか, 1985; 先山・田結庄, 1995)。また、カリ長石が淡紅色を呈することも共通する。しかしながらチタン鉄鉱系列の浜坂花崗岩を除き、この地域の花崗岩は高い帯磁率を示し山陰帯の特徴である磁鉄鉱系列に分類される(先山, 2005)。本研究においても、宮津花崗岩及び雲原花崗岩から高い帯磁率が多く得られた。以上の花崗岩は、田結庄ほか(1985)が定義した第II期に活動した因美貫入岩類に分類されるものであるが、放射年代の報告はあまり多くない。これまでに示された値は以下の通りである。

宮津花崗岩からは64.8 ~ 58.0 Maの黒雲母K-Ar年代(小滝ほか, 2009; 西垣・壺井, 2009)と61.9 ~ 60.9 MaのRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代(Terakado and Nohda, 1993)が報告されており、ジルコンU-Pb年代として63.2 Maと61.7 Maが本研究によって得られた。雲原花崗岩では黒雲母K-Ar年代として67.2 Ma (西垣・壺井, 2009)が報告されたが、本研究によってこれより若い65.7 Ma

と65.1 MaのジルコンU-Pb年代が得られた。矢田川花崗岩からは既述の通り、69.3±3.6 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(飯泉ほか, 2001)が報告されている。鳥取花崗岩からは64~57 Maの黒雲母K-Ar年代(Shibata and Yamada, 1965; 河野・植田, 1966)のほか、全岩アイソクロンと鉱物アイソクロンが一致するRb-Sr年代として61.0±0.3 Ma, 60.4±0.2 Ma, 60.3±0.1 Maが須藤ほか(1988)によって報告された。なお、浜坂花崗岩の放射年代はこれまで知られていなかったが、菅森ほか(2019)により岩体の西部から32.3±0.6 Maと31.5±0.5 MaのジルコンU-Pb年代ならびに 0.1×10^{-3} SIの低い帯磁率が得られた。このことは、従来から浜坂花崗岩が山陰帯珪長質深成岩類としては例外的にチタン鉄鉱系列に分類される(先山, 2005)ことに合致するものの、年代が明らかに若く活動時期が全く異なる。

上述のように、山陰帯の主要な珪長質深成岩類について岩相・放射年代・帯磁率の関連を整理すると、以下のような深成活動の時空分布が新たに提起される。

山陽帯(及び領家帯)に分布する珪長質深成岩類は白亜紀に活動したチタン鉄鉱系列のものが主体であり、対して山陰帯では古第三紀初頭から活動した磁鉄鉱系列の深成岩類が主体とされてきた。この観点において、山陰帯南縁部の播磨北部ではチタン鉄鉱系列に分類される比較的規模の大きい深成岩類のみが後期白亜紀の中頃以降(85 Ma~)に活動を開始したことで、山陽帯との関連性が強調されてきた(例えば、石原, 2002; 先山, 2005)。ところが既に報告されているRb-Sr全岩アイソクロン年代(Shibata and Ishihara, 1979)に基づくと、チタン鉄鉱系列だけでなく磁鉄鉱系列の深成岩類(沖ノ山花崗閃緑岩)もほぼ同時期に貫入したことが示され、山陰帯としての活動が既にこの頃に始まっていたと見ることが出来る。一方、宮津花崗岩で代表される日本海沿岸部(丹後-但馬)に露出する底盤状の黒雲母花崗岩は、岩相・岩体の規模あるいは異なる測定法による放射年代の意味付けなどに違いがあるが、南縁部に分布する岩株状の花崗閃緑岩(大畑・寺前・一宮)とは、精度や信頼性が劣るものの67~60 Ma程度の年代幅を持つ点で共通している。このことは、因美貫入岩類における第I期・第II期の区分(田結庄ほか, 1985)は、年代を根拠とすることはできず、岩相や産状に基づくべきであることを示唆する。

7. 結論

本論で報告した内容と結論は、以下の通りである。

- 1) 京都府北部の丹後地方に分布する珪長質深成岩類は岩相に基づき、主体をなす宮津花崗岩とその南縁に付随する雲原花崗岩、ならびに両者の境界に沿って狭長に分布する花崗岩質複合岩に分類される。
- 2) 宮津花崗岩はさらに中粒花崗岩と粗粒花崗岩に区分され、前者が卓越する中央区域と後者が優勢な西区域な

らびに北東区域が識別される。

- 3) 宮津花崗岩の帯磁率は一部で低い値を示すが、チタン鉄鉱系列と磁鉄鉱系列($2.6 \times 10^{-3} \sim 4.7 \times 10^{-3}$ SI)に跨る。雲原花崗岩では、宮津花崗岩より相対的に高い $3.2 \times 10^{-3} \sim 4.7 \times 10^{-3}$ SIの帯磁率を示し、磁鉄鉱系列に分類される。花崗岩質複合岩からはチタン鉄鉱系列に属する低い帯磁率(0.05×10^{-3} SI $\sim 2.6 \times 10^{-3}$ SI)が得られた。
- 4) ジルコンU-Pb年代を測定した結果、宮津花崗岩のうち中粒黒雲母花崗岩(中央区域)から61.7±1.0 Ma, 粗粒角閃石黒雲母花崗岩(北東区域)から63.2±1.0 Ma, また雲原花崗岩ではやや斑状の細粒黒雲母花崗岩から65.7±1.2 Maと65.1±1.2 Maの値を得た。その結果、中央区域と北東区域において宮津花崗岩の貫入時期には1.5 myr程度の時間差があったことが指摘される。一方、雲原花崗岩は宮津花崗岩より有意に古い時期に貫入したことが明らかとなった。
- 5) 宮津花崗岩のU-Pb年代と先行研究による放射年代を比較すると、Rb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代とはほぼ一致するかより古い値を示し調和的であるが、黒雲母K-Ar年代は有意に古い年代を示す傾向が認められた。雲原花崗岩においても、先行研究の黒雲母K-Ar年代はU-Pb年代より有意に古い年代を示す結果となった。その原因については不明であり、先行研究によるK-Ar年代値の信頼性を評価することは容易でない。
- 6) 丹後地方から新たに得られたU-Pb年代を考慮に入れ、近畿地方北西部における山陰帯珪長質深成岩類の対比と活動時期を検討した結果は次の通りである。南縁部では、磁鉄鉱系列花崗閃緑岩とチタン鉄鉱系列花崗岩類が、山陽帯の活動時期に含まれる85 Ma以降にほぼ同時に活動を開始した。日本海沿岸部の底盤状黒雲母花崗岩は、67~60 Ma頃に活動した点で、南縁部に分布する岩株状花崗閃緑岩と共通している。このことは、山陰帯因美貫入岩類における第I期・第II期に属す珪長質深成岩類の区分は、年代に依らず、岩相や産状を根拠にすべきであることを示唆する。

謝辞：本論の内容は、20万分の1地質図幅「宮津」改訂のために実施した調査研究の成果の一部に基づいている。関西学院大学理工学部壺井基裕教授には、粗稿の高閱を賜ると共に未公表資料の閲覧を快諾していただき、また試料採取地点に関する位置情報を本論で使用することをご承諾いただいた。地圏資源環境研究部門の高木哲一氏ならびに編集幹事の工藤 崇氏には本稿の査読を通じ有益なご意見を賜った。以上の方々に謝意を表す。

文献

- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**, 5–24.

- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. -X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204. (<https://stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2020-03.pdf>, Accessed: 2020-09-10)
- Dodson, M. H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **40**, 259–274.
- Dodson, M. H. and McClelland-Brown, E. (1985) Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. *Geological Society Memoirs*, no. 10, 315–325.
- Harrison, T. M., Armstrong, R. L., Naeser, C. W. and Harakal, J. E. (1979) Geochronology and thermal history of the Cast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**, 400–410.
- Harrison, T. M., Duncan, I. and McDougall, I. (1985) Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure, and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 2461–2468.
- 広川 治・黒田和男(1960) 5万分の1地質図幅「宮津」及び同説明書. 地質調査所, 23p.
- 本間弘次(1986a) 智頭・越畑・用瀬花崗岩—山陰の高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ・低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 花崗岩類. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 429.
- 本間弘次(1986b) 中国地方の花崗岩の成因, 形成機構, 形成年代—智頭・越畑・用瀬・倉見花崗岩—. 山陽放送学術文化財団レポート, no. 30, 研究成果特集, 11–16.
- 兵庫県(1961) 兵庫県地質産産図および同説明書. 兵庫県, 171p.
- 猪木幸男・黒田和男(1965) 5万分の1地質図幅「大江山」及び同説明書. 地質調査所, 12p.
- Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y.-J., Kwon, S.-T., Danhara, T. and Iwano, H. (2015) Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous–Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Island Arc*, **24**, 205–220.
- Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U–Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation–ICPMS. *Geochemical Journal*, **38**, 229–241.
- 飯泉 滋・中村利奈・大平寛人(2001) 兵庫県北部矢田川花崗岩体のRb–Sr全岩アイソクロン年代. 島根大学地球資源環境研究報告, **20**, 125–131.
- Ishihara, S. (1971) Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **77**, 441–452.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293–305.
- Ishihara, S. (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 509–523.
- Ishihara, S. (1990) The Inner Zone batholith vs. Outer Zone batholith of Japan: Evaluation from their magnetic susceptibilities. *Nature and Culture, University Museum, The University of Tokyo*, **2**, 21–34.
- 石原舜三(2002) 鉍化花崗岩特性(Ⅱ): 兵庫県中西部地域の多金属鉍化域. 地質調査研究報告, **53**, 673–688.
- 石原舜三・谷 健一郎(2013) ジルコン年代に見る山陰帯中央部のモリブデン鉍化地域の花崗岩年代論. 資源地質, **63**, 11–14.
- 石原舜三・柴田 賢・内海 茂(1988) 白亜紀–古第三紀花崗岩類に伴う鉍床の鉍化年代—1987年における総括. 地質調査所月報, **39**, 81–94.
- Ishihara, S., Tanaka, R., Nakagawa, M. and Goto, Y. (1995) Magnetic susceptibility of late Cenozoic volcanic rocks of east-central Hokkaido and the Kuril islands. *Resource Geology*, **18**, 217–228.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継(2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッシュン・トラックとU–Pbダブル年代測定法の評価—島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて—. 地質学雑誌, **118**, 365–375.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- 金谷 弘・石原舜三(1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉍, **56**, 211–224.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩のK–Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩石鉍物鉍床学会誌, **56**, 191–211.
- 木野崎吉郎(1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉍床について(概報). 広島大学地学研究報告, no. 3, 61–77.
- 小嶋 稔・兼岡一郎(1967) K–Ar法による年代測定概説. 第四紀研究, **6**, 141–150.
- 小滝篤夫・古山勝彦・京都地学研究会(2009) 近畿北部, 京丹後市の花崗岩および新第三紀火山岩類のK–Ar年代. 日本地球惑星科学連合大会予稿集, 2009, G120–P001.
- 黒田和男(1968) 20万分の1地質図幅「宮津」. 地質調査所.
- Lukács, R., Harangi, S., Backmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soos, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon

- geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, Article number 52, doi: 10.1007/s00410-015-1206-8.
- 前田仁一郎・銭谷竜一・倉本能行・板谷徹丸・加々美寛雄(2011)日高火成活動帯パンケヌシかんらん石斑れい岩体の同位体年代とその造構論上の意義. 地質学雑誌, **117**, 204–216.
- 村上充英(1979)東中国における後期中生代～古第三紀酸性岩類の南北変化の概要. 地質学論集, no. 17, 3–18.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋(2005)山陰中央部における白亜紀～古第三紀火成活動: Rb–Srアイソクロン年代からの検討. 地質学雑誌, **111**, 123–140.
- 西垣貴史・壺井基裕(2007)京都府北部丹後地域における宮津花崗岩の全岩化学組成. 日本地質学会第114年学術大会講演要旨, 290.
- 西垣貴史・壺井基裕(2009)京都府北部丹後地域における宮津花崗岩の地球化学的研究. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, 132.
- 先山 徹(1982)山陰東部, 奥津–三朝地域の白亜紀末～古第三紀深成岩類の鉱物組成の時代的变化. *MAGMA*, no. 64, 11–19.
- 先山 徹(1983)山陰東部, 三朝・奥津・用瀬地域のバソリスの地質(概報). *MAGMA*, no. 67, 69–75.
- 先山 徹(2005)近畿地方西部～中国地方東部における白亜紀～古第三紀火成岩類の帯磁率—帯状配列の検討と歴史学への適用. 人と自然, no. 15, 9–28.
- 先山 徹・田結庄良昭(1995)兵庫県下の白亜紀末～古第三紀初期深成岩類の分布と岩石記載. 人と自然(兵庫県立人と自然の博物館研究紀要), no. 6, 117–147.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2019)20万分の1日本シームレス地質図V2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2020年9月10日).
- 笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫(1979)東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類. 地質学論集, no. 17, 19–34.
- 佐藤佳子・熊谷英憲・田村 肇・川畑 博(2008)レーザー融解K–Ar法による極微量年代測定法の開発. 地球化学, **42**, 179–199.
- 柴田 賢(1979)東中国における花崗岩類のK–Ar年代. 地質学論集, no. 17, 69–72.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb–Sr whole-rock and K–Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochemical Journal*, **13**, 113–119.
- Shibata, K. and Yamada, N. (1965) Potassium–Argon ages of the granitic rocks in the vicinity of Ningyō-tōge, Chugoku district, West Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **16**, 437–442.
- 清水和冬・壺井基裕(2019)京都府宮津地域に分布する宮津花崗岩の全岩化学組成とその成因. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, 194.
- 菅森義晃・丸山香織・植田勇人・向吉秀樹(2019)鳥取県東部浦富海岸の花崗岩と年代. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, 181.
- 須藤 宏・本間弘次・笹田政克・加々美寛雄(1988)山陰東部, 三朝–奥津–湯原地域に分布する白亜紀～古第三紀火成岩類のSr同位体比. 地質学雑誌, **94**, 113–128.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granotoids. *Mining Geology Special Issue*, no. 8, 13–28.
- 田結庄良昭(1986)兵庫県西北部, 羽賀累帯深成岩体の地質および岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, **81**, 32–45.
- 田結庄良昭・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985)近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 258–371.
- Terakado, Y. and Nohda, S. (1993) Rb–Sr dating of acidic rocks from the middle part of the Inner Zone of Southwest Japan: tectonic implications for the migration of the Cretaceous to Paleogene igneous activity. *Chemical Geology*, **109**, 69–87.
- 寺島進世意(1982)磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系花崗岩類と磁気異常・重力異常—中国地方東部の生野–津山地域の場合—. 鉱山地質, **32**, 391–404.
- 通産省資源エネルギー庁(1988)昭和62年度広域地質構造調査報告書「播但地域」. 178p.
- 津屋弘達(1928)丹後地震地方の地質構造に就いて(豫報). 東京大学地震研究所彙報, no. 4, 139–158.
- 上野宏共(1987)岩石の磁氣的諸量の国際単位系(SI)とCGS系間の換算. 岩石鉱物鉱床学会誌, **82**, 441–444.
- 弘原海 清・松本 隆(1958)北但馬地域の新生界層序—近畿西北部の新生界の研究—(その1). 地質学雑誌, **64**, 625–637.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
- 山元孝広・星住英夫(1988)丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動. 地質学雑誌, **94**, 769–781.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和(2002)山崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 48p.
- 吉川敏之・栗本史雄・青木正博(2005)生野地域の地質.

丹後地方珪長質深成岩類の貫入年代と山陰帯深成活動の年代対比（中江）

地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，産総研地質調査総合センター，48p.

柚原雅樹・加々美寛雄(2007)伊那領家変成帯に分布する苦鉄質岩の同位体年代. 福岡大学理学集報, **37**, 57-78.

柚原雅樹・加々美寛雄(2008)伊那領家変成帯，三穂地域の水晶山苦鉄質岩体の同位体年代. 福岡大学理学集報, **38**, 75-88.

(受 付 : 2020年5月25日 ; 受 理 : 2020年11月12日)

付表1 全ジルコン粒子のU-Pb分析データ

Appendix Table 1 U-Pb analytical data of zircon grains

Grain no.	Isotopic ratios						Age (Ma)				Th/U	Remarks
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error		
Sample name = MDZ35-01												
1	0.0514 ± 0.0223		0.0097 ± 0.0010		0.0689 ± 0.0309		62.4 ± 6.36		67.6 ± 30.9		1.32	
2	0.0592 ± 0.0228		0.0100 ± 0.0010		0.0813 ± 0.0326		63.9 ± 6.15		79.4 ± 32.5		0.44	
3	0.0442 ± 0.0134		0.0098 ± 0.0007		0.0597 ± 0.0187		62.8 ± 4.31		58.9 ± 18.8		0.82	
4	0.0440 ± 0.0153		0.0093 ± 0.0007		0.0565 ± 0.0203		59.8 ± 4.64		55.8 ± 20.4		0.43	
5	0.0644 ± 0.0316		0.0092 ± 0.0012		0.0817 ± 0.0415		59.0 ± 7.45		79.7 ± 41.3		0.85	
6	0.0450 ± 0.0120		0.0098 ± 0.0006		0.0606 ± 0.0167		62.6 ± 3.85		59.7 ± 16.9		0.81	
7	0.0538 ± 0.0227		0.0100 ± 0.0010		0.0743 ± 0.0325		64.2 ± 6.49		72.7 ± 32.5		0.80	
8	0.0283 ± 0.0167		0.0094 ± 0.0010		0.0366 ± 0.0220		60.1 ± 6.36		36.5 ± 22.1		1.09	
9	0.0472 ± 0.0131		0.0093 ± 0.0006		0.0609 ± 0.0176		60.0 ± 3.90		60.0 ± 17.7		1.08	
10	0.0467 ± 0.0152		0.0094 ± 0.0007		0.0606 ± 0.0205		60.4 ± 4.52		59.8 ± 20.6		0.28	
11	0.0486 ± 0.0166		0.0093 ± 0.0007		0.0624 ± 0.0221		59.7 ± 4.74		61.5 ± 22.2		0.78	
12	0.0397 ± 0.0217		0.0093 ± 0.0011		0.0509 ± 0.0286		59.7 ± 6.81		50.5 ± 28.6		0.77	
13	0.0397 ± 0.0124		0.0092 ± 0.0006		0.0501 ± 0.0162		58.8 ± 4.00		49.7 ± 16.3		0.73	
14	0.0373 ± 0.0137		0.0095 ± 0.0007		0.0486 ± 0.0185		60.7 ± 4.67		48.2 ± 18.6		0.52	
15	0.0469 ± 0.0211		0.0103 ± 0.0010		0.0668 ± 0.0311		66.3 ± 6.75		65.6 ± 31.1		1.17	
16	0.0379 ± 0.0112		0.0103 ± 0.0007		0.0539 ± 0.0162		66.0 ± 4.59		53.3 ± 16.3		0.55	
17	0.0478 ± 0.0144		0.0100 ± 0.0007		0.0657 ± 0.0202		63.9 ± 4.76		64.6 ± 20.3		0.96	
18	0.0415 ± 0.0130		0.0099 ± 0.0007		0.0567 ± 0.0180		63.5 ± 4.68		56.0 ± 18.1		0.72	
19	0.0441 ± 0.0142		0.0098 ± 0.0007		0.0595 ± 0.0195		62.7 ± 4.80		58.7 ± 19.6		0.79	
20	0.0343 ± 0.0176		0.0097 ± 0.0010		0.0458 ± 0.0240		62.1 ± 6.47		45.4 ± 24.0		0.57	
21	0.0121 ± 0.0129		0.0089 ± 0.0011		0.0149 ± 0.0160		57.3 ± 7.40		15.0 ± 16.1		0.72	discordant
22	0.0393 ± 0.0154		0.0098 ± 0.0009		0.0533 ± 0.0213		63.0 ± 5.48		52.7 ± 21.4		0.65	
23	0.0479 ± 0.0189		0.0090 ± 0.0008		0.0594 ± 0.0239		57.6 ± 5.38		58.6 ± 24.0		1.02	
24	0.0477 ± 0.0184		0.0087 ± 0.0008		0.0573 ± 0.0225		55.8 ± 5.09		56.5 ± 22.6		0.74	
25	0.0401 ± 0.0196		0.0100 ± 0.0011		0.0556 ± 0.0277		64.4 ± 6.81		54.9 ± 27.8		1.36	
26	0.0292 ± 0.0145		0.0099 ± 0.0009		0.0398 ± 0.0201		63.3 ± 6.05		39.6 ± 20.2		0.72	
27	0.0411 ± 0.0191		0.0098 ± 0.0010		0.0553 ± 0.0263		62.6 ± 6.40		54.7 ± 26.3		0.83	
28	0.0414 ± 0.0176		0.0101 ± 0.0009		0.0575 ± 0.0250		64.6 ± 6.12		56.8 ± 25.1		0.93	
29	0.0608 ± 0.0497		0.0096 ± 0.0019		0.0804 ± 0.0678		61.4 ± 12.54		78.5 ± 66.6		0.85	
30	0.0396 ± 0.0186		0.0100 ± 0.0010		0.0545 ± 0.0260		63.9 ± 6.48		53.8 ± 26.1		1.48	
			Weighted mean of youngest group (n=29)				61.7 ± 0.98		55.9 ± 4.13			
Standards												
OD3 3-1	0.04530 ± 0.01236		0.00525 ± 0.000329		0.03278 ± 0.00915		33.7 ± 2.1		32.8 ± 9.25		1.03	
OD3 3-2	0.05500 ± 0.02955		0.00523 ± 0.000676		0.03966 ± 0.02140		33.6 ± 4.4		39.5 ± 21.50		0.96	
OD3 3-3	0.04605 ± 0.01808		0.00498 ± 0.000454		0.03165 ± 0.01246		32.0 ± 2.9		31.6 ± 12.58		0.67	
Sample name = MDZ36-01												
1	0.0433 ± 0.0214		0.0109 ± 0.0011		0.0649 ± 0.0257		69.6 ± 7.33		63.8 ± 33.0		0.93	
2	0.0512 ± 0.0157		0.0099 ± 0.0007		0.0699 ± 0.0209		63.5 ± 4.68		68.6 ± 22.2		0.59	
3	0.0789 ± 0.0269		0.0093 ± 0.0009		0.1015 ± 0.0204		59.8 ± 5.78		98.1 ± 36.0		0.99	
4	0.0554 ± 0.0275		0.0101 ± 0.0012		0.0775 ± 0.0215		65.0 ± 7.67		75.8 ± 39.6		0.90	
5	0.0713 ± 0.0288		0.0094 ± 0.0010		0.0927 ± 0.0201		60.5 ± 6.56		90.0 ± 38.8		0.71	
6	0.0496 ± 0.0223		0.0098 ± 0.0010		0.0669 ± 0.0210		62.8 ± 6.44		65.8 ± 31.0		0.88	
7	0.0508 ± 0.0244		0.0101 ± 0.0011		0.0706 ± 0.0209		64.7 ± 7.13		69.3 ± 35.0		0.86	
8	0.0608 ± 0.0179		0.0100 ± 0.0008		0.0839 ± 0.0248		64.2 ± 4.89		81.8 ± 25.7		1.10	
9	0.0554 ± 0.0286		0.0092 ± 0.0011		0.0705 ± 0.0279		59.2 ± 7.24		69.2 ± 37.4		0.66	
10	0.0521 ± 0.0260		0.0111 ± 0.0013		0.0800 ± 0.0189		71.4 ± 8.27		78.2 ± 41.4		0.74	
11	0.0526 ± 0.0199		0.0104 ± 0.0009		0.0754 ± 0.0249		66.7 ± 5.99		73.8 ± 29.6		1.08	
12	0.0298 ± 0.0186		0.0104 ± 0.0011		0.0427 ± 0.0206		66.7 ± 7.39		42.5 ± 27.2		1.01	
13	0.0633 ± 0.0249		0.0111 ± 0.0011		0.0965 ± 0.0306		70.9 ± 7.14		93.6 ± 39.6		1.07	
14	0.0378 ± 0.0164		0.0110 ± 0.0010		0.0576 ± 0.0175		70.8 ± 6.26		56.9 ± 25.8		0.96	
15	0.0586 ± 0.0220		0.0104 ± 0.0010		0.0841 ± 0.0173		66.7 ± 6.22		82.0 ± 32.8		1.04	
16	0.0573 ± 0.0266		0.0104 ± 0.0012		0.0827 ± 0.0218		67.0 ± 7.98		80.6 ± 38.9		0.82	
17	0.0512 ± 0.0214		0.0103 ± 0.0011		0.0727 ± 0.0169		65.9 ± 6.92		71.3 ± 30.7		0.92	
18	0.0620 ± 0.0236		0.0102 ± 0.0010		0.0870 ± 0.0232		65.1 ± 6.76		84.7 ± 33.3		0.79	
19	0.0529 ± 0.0247		0.0109 ± 0.0013		0.0797 ± 0.0213		70.0 ± 8.14		77.9 ± 37.7		1.04	
20	0.0569 ± 0.0198		0.0100 ± 0.0009		0.0789 ± 0.0183		64.4 ± 6.08		77.1 ± 27.6		0.72	
21	0.0460 ± 0.0200		0.0096 ± 0.0010		0.0608 ± 0.0198		61.5 ± 6.14		60.0 ± 26.6		0.91	
22	0.0619 ± 0.0239		0.0105 ± 0.0011		0.0898 ± 0.0214		67.3 ± 7.09		87.3 ± 35.1		0.60	
23	0.0309 ± 0.0174		0.0100 ± 0.0011		0.0425 ± 0.0225		63.8 ± 7.11		42.2 ± 24.2		0.64	
24	0.0594 ± 0.0298		0.0097 ± 0.0012		0.0795 ± 0.0180		62.2 ± 8.04		77.7 ± 40.5		0.65	
25	0.0281 ± 0.0219		0.0111 ± 0.0015		0.0430 ± 0.0184		71.0 ± 9.97		42.7 ± 33.9		0.60	
26	0.0406 ± 0.0153		0.0106 ± 0.0009		0.0592 ± 0.0197		67.7 ± 6.10		58.4 ± 22.3		0.71	
27	0.0480 ± 0.0104		0.0102 ± 0.0007		0.0673 ± 0.0286		65.2 ± 4.38		66.1 ± 13.9		0.93	
28	0.0715 ± 0.0367		0.0097 ± 0.0014		0.0961 ± 0.0223		62.5 ± 8.86		93.1 ± 50.1		0.56	
29	0.0522 ± 0.0123		0.0100 ± 0.0007		0.0720 ± 0.0205		64.0 ± 4.56		70.6 ± 16.3		0.77	
30	0.0346 ± 0.0172		0.0100 ± 0.0010		0.0478 ± 0.0187		64.2 ± 6.74		47.4 ± 24.0		1.04	
			Weighted mean of youngest group (n=30)				65.1 ± 1.18		68.4 ± 5.24			
Standards												
OD3 4-1	0.04907 ± 0.0087		0.00496 ± 0.00024		0.0336 ± 0.00607		31.9 ± 1.52		33.5 ± 6.14		1.01	
OD3 4-2	0.06038 ± 0.0130		0.00493 ± 0.00034		0.0411 ± 0.00819		31.7 ± 2.20		40.9 ± 8.28		0.94	
OD3 4-3	0.05058 ± 0.0138		0.00503 ± 0.00038		0.0351 ± 0.00912		32.3 ± 2.48		35.0 ± 9.22		0.25	
OD3 4-4	0.03086 ± 0.0124		0.00514 ± 0.00044		0.0219 ± 0.00864		33.0 ± 2.86		22.0 ± 8.74		0.70	

丹後地方珪長質深成岩類の貫入年代と山陰帯深成活動の年代対比 (中江)

付表1 続き.

Appendix Table 1 Continued.

Grain no.	Isotopic ratios				Age (Ma)				Th/U	Remarks
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error		
Sample name = MDZ40-01										
1	0.0642 ± 0.0339		0.0101 ± 0.0014		0.0894 ± 0.0494		64.8 ± 8.82		87.0 ± 49.0	0.71
2	0.0521 ± 0.0223		0.0108 ± 0.0011		0.0778 ± 0.0349		69.4 ± 7.23		76.1 ± 34.8	0.91
3	0.0313 ± 0.0277		0.0108 ± 0.0017		0.0465 ± 0.0421		69.0 ± 11.05		46.1 ± 41.9	0.60
4	0.0301 ± 0.0189		0.0107 ± 0.0012		0.0446 ± 0.0288		68.9 ± 7.99		44.3 ± 28.8	0.91
5	0.0536 ± 0.0242		0.0110 ± 0.0012		0.0813 ± 0.0386		70.5 ± 7.79		79.3 ± 38.5	0.92
6	0.0749 ± 0.0276		0.0103 ± 0.0011		0.1066 ± 0.0418		66.1 ± 6.98		102.8 ± 41.6	1.00
7	0.0612 ± 0.0307		0.0093 ± 0.0012		0.0786 ± 0.0411		59.7 ± 7.61		76.8 ± 40.9	0.68
8	0.0630 ± 0.0235		0.0099 ± 0.0010		0.0857 ± 0.0337		63.3 ± 6.31		83.5 ± 33.6	1.04
9	0.0439 ± 0.0177		0.0106 ± 0.0010		0.0639 ± 0.0269		67.7 ± 6.30		62.9 ± 26.9	0.85
10	0.0557 ± 0.0256		0.0108 ± 0.0012		0.0828 ± 0.0399		69.1 ± 7.86		80.7 ± 39.8	0.66
11	0.0368 ± 0.0175		0.0106 ± 0.0011		0.0538 ± 0.0265		68.0 ± 6.77		53.2 ± 26.5	0.96
12	0.0426 ± 0.0151		0.0103 ± 0.0009		0.0602 ± 0.0225		65.9 ± 5.52		59.4 ± 22.6	0.71
13	0.0482 ± 0.0210		0.0094 ± 0.0010		0.0627 ± 0.0284		60.6 ± 6.21		61.8 ± 28.4	0.99
14	0.0680 ± 0.0235		0.0111 ± 0.0011		0.1037 ± 0.0383		70.9 ± 6.85		100.2 ± 38.2	0.89
15	0.0609 ± 0.0250		0.0101 ± 0.0011		0.0848 ± 0.0366		64.8 ± 6.92		82.7 ± 36.5	1.00
16	0.0471 ± 0.0207		0.0099 ± 0.0010		0.0641 ± 0.0288		63.3 ± 6.47		63.1 ± 28.8	0.62
17	0.0496 ± 0.0204		0.0108 ± 0.0011		0.0736 ± 0.0310		69.0 ± 6.81		72.1 ± 31.0	0.92
18	0.0566 ± 0.0208		0.0093 ± 0.0009		0.0728 ± 0.0274		59.8 ± 5.64		71.4 ± 27.4	0.96
19	0.0346 ± 0.0213		0.0092 ± 0.0011		0.0441 ± 0.0276		59.2 ± 7.15		43.8 ± 27.6	0.93
20	0.0562 ± 0.0151		0.0099 ± 0.0007		0.0764 ± 0.0290		63.2 ± 4.69		74.7 ± 21.0	0.85
21	0.0287 ± 0.0187		0.0116 ± 0.0014		0.0459 ± 0.0305		74.2 ± 8.75		45.5 ± 30.5	0.65
22	0.0602 ± 0.0207		0.0100 ± 0.0009		0.0832 ± 0.0294		64.2 ± 5.87		81.1 ± 29.4	0.86
23	0.0452 ± 0.0163		0.0105 ± 0.0009		0.0656 ± 0.0241		67.5 ± 5.81		64.5 ± 24.2	0.55
24	0.0419 ± 0.0179		0.0112 ± 0.0011		0.0649 ± 0.0284		71.9 ± 6.90		63.8 ± 28.4	0.99
25	0.0479 ± 0.0240		0.0098 ± 0.0011		0.0651 ± 0.0333		63.1 ± 7.26		64.0 ± 33.3	0.88
26	0.0385 ± 0.0113		0.0107 ± 0.0008		0.0571 ± 0.0171		68.9 ± 4.93		56.4 ± 17.2	1.28
27	0.0441 ± 0.0157		0.0109 ± 0.0009		0.0665 ± 0.0242		70.1 ± 5.94		65.4 ± 24.3	0.89
28	0.0477 ± 0.0210		0.0100 ± 0.0010		0.0657 ± 0.0295		64.0 ± 6.57		64.6 ± 29.5	0.93
29	0.0404 ± 0.0207		0.0102 ± 0.0011		0.0568 ± 0.0298		65.4 ± 7.18		56.1 ± 29.8	0.91
30	0.0565 ± 0.0313		0.0087 ± 0.0012		0.0675 ± 0.0383		55.6 ± 7.47		66.3 ± 38.1	0.81
			<i>Weighted mean of youngest group (n=30)</i>				65.7 ± 1.21		66.4 ± 5.61	
Standards										
OD3 5-1	0.0690 ± 0.0235		0.0046 ± 0.0004		0.0437 ± 0.0153		29.6 ± 2.82		43.5 ± 15.4	1.37
OD3 5-2	0.0667 ± 0.0317		0.0053 ± 0.0007		0.0486 ± 0.0223		34.0 ± 4.23		48.2 ± 23.3	0.91
OD3 5-3	0.0469 ± 0.0158		0.0050 ± 0.0004		0.0324 ± 0.0109		32.2 ± 2.65		32.4 ± 11.0	1.37
Sample name = MDZ49-01										
1	0.0447 ± 0.0178		0.0102 ± 0.0010		0.0630 ± 0.0257		65.6 ± 6.18		62.1 ± 25.7	0.39
2	0.0496 ± 0.0155		0.0096 ± 0.0008		0.0658 ± 0.0209		61.7 ± 5.00		64.7 ± 21.0	0.56
3	0.0481 ± 0.0149		0.0098 ± 0.0008		0.0649 ± 0.0204		62.8 ± 5.01		63.9 ± 20.5	0.61
4	0.0358 ± 0.0152		0.0101 ± 0.0009		0.0499 ± 0.0215		64.7 ± 5.92		49.4 ± 21.6	0.44
5	0.0439 ± 0.0146		0.0098 ± 0.0008		0.0595 ± 0.0201		63.1 ± 5.16		58.7 ± 20.2	0.46
6	0.0553 ± 0.0146		0.0103 ± 0.0008		0.0783 ± 0.0210		65.8 ± 4.89		76.6 ± 21.1	0.60
7	0.0549 ± 0.0159		0.0094 ± 0.0007		0.0709 ± 0.0209		60.1 ± 4.76		69.6 ± 21.0	0.59
8	0.0329 ± 0.0170		0.0104 ± 0.0011		0.0470 ± 0.0248		66.5 ± 6.91		46.7 ± 24.8	0.39
9	0.0666 ± 0.0205		0.0096 ± 0.0008		0.0884 ± 0.0279		61.8 ± 5.44		86.1 ± 27.9	0.44
10	0.0386 ± 0.0132		0.0102 ± 0.0008		0.0543 ± 0.0189		65.4 ± 5.24		53.7 ± 19.0	0.56
11	0.0522 ± 0.0181		0.0098 ± 0.0009		0.0705 ± 0.0249		62.7 ± 5.58		69.1 ± 24.9	0.53
12	0.0580 ± 0.0153		0.0096 ± 0.0007		0.0772 ± 0.0206		61.9 ± 4.66		75.6 ± 20.7	0.58
13	0.0516 ± 0.0242		0.0090 ± 0.0010		0.0639 ± 0.0306		57.6 ± 6.55		62.9 ± 30.6	0.37
14	0.0485 ± 0.0127		0.0099 ± 0.0007		0.0661 ± 0.0175		63.4 ± 4.53		65.0 ± 17.7	0.62
15	0.0466 ± 0.0124		0.0100 ± 0.0007		0.0644 ± 0.0173		64.3 ± 4.59		63.4 ± 17.5	0.48
16	0.0511 ± 0.0148		0.0105 ± 0.0009		0.0742 ± 0.0218		67.6 ± 5.62		72.7 ± 21.9	0.53
17	0.0358 ± 0.0124		0.0098 ± 0.0008		0.0485 ± 0.0169		63.0 ± 5.32		48.1 ± 17.1	0.58
18	0.0479 ± 0.0182		0.0091 ± 0.0009		0.0604 ± 0.0232		58.6 ± 5.74		59.5 ± 23.3	0.54
19	0.0500 ± 0.0149		0.0102 ± 0.0009		0.0704 ± 0.0213		65.4 ± 5.51		69.1 ± 21.4	0.60
20	0.0349 ± 0.0137		0.0095 ± 0.0009		0.0459 ± 0.0183		61.3 ± 5.59		45.6 ± 18.4	0.59
21	0.0457 ± 0.0145		0.0098 ± 0.0008		0.0619 ± 0.0198		62.9 ± 5.37		61.0 ± 20.0	0.47
22	0.0435 ± 0.0161		0.0095 ± 0.0009		0.0568 ± 0.0214		60.7 ± 5.68		56.1 ± 21.5	0.45
23	0.0533 ± 0.0161		0.0099 ± 0.0009		0.0732 ± 0.0225		63.8 ± 5.52		71.7 ± 22.6	0.60
24	0.0336 ± 0.0128		0.0100 ± 0.0009		0.0465 ± 0.0180		64.3 ± 5.69		46.1 ± 18.1	0.46
25	0.0418 ± 0.0128		0.0103 ± 0.0008		0.0593 ± 0.0184		66.0 ± 5.40		58.5 ± 18.5	0.59
26	0.0505 ± 0.0140		0.0100 ± 0.0008		0.0701 ± 0.0197		64.5 ± 5.21		68.8 ± 19.8	0.60
27	0.0496 ± 0.0201		0.0101 ± 0.0010		0.0688 ± 0.0286		64.5 ± 6.74		67.6 ± 28.6	0.46
28	0.0432 ± 0.0163		0.0097 ± 0.0009		0.0607 ± 0.0223		62.5 ± 5.81		59.8 ± 22.4	0.49
29	0.0523 ± 0.0150		0.0098 ± 0.0008		0.0707 ± 0.0205		62.9 ± 5.23		69.4 ± 20.6	0.66
30	0.0353 ± 0.0138		0.0097 ± 0.0009		0.0473 ± 0.0187		62.3 ± 5.67		46.9 ± 18.8	0.45
			<i>Weighted mean of youngest group (n=30)</i>				63.2 ± 0.99		60.9 ± 3.89	
Standards										
OD3 6-1	0.04847 ± 0.01584		0.00474 ± 0.00039		0.03173 ± 0.01029		30.5 ± 2.53		31.7 ± 10.4	1.24
OD3 6-2	0.06007 ± 0.02267		0.00549 ± 0.00057		0.04547 ± 0.01714		35.3 ± 3.70		45.1 ± 17.3	0.82
OD3 6-3	0.03519 ± 0.021010		0.00508 ± 0.00063		0.02465 ± 0.01471		32.6 ± 4.07		24.7 ± 14.8	0.65

中国地域の地殻内応力マップの作成

今西 和俊^{1,*}・内出 崇彦²・椎名 高裕²・松下 レイケン²・中井 未里²

IMANISHI Kazutoshi, UCHIDE Takahiko, SHIINA Takahiro, MATSUSHITA Reiken and NAKAI Misato (2021) Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 23–40, 14 figs, 3 tables.

Abstract: A crustal stress map of the Chugoku region, western Japan, was constructed from earthquake focal mechanism solutions. In order to increase the spatial resolution of the stress map, we included more data than the routine catalog by determining focal mechanisms of small earthquakes down to magnitude 1.5 in approximately the past 12 years. We obtained 2988 well-constrained solutions using P-wave polarity data and body wave amplitudes. We merged our focal mechanism catalog with the Japan Meteorological Agency earthquake catalog, which have become a source of information on the stress map. For each earthquake, we determined the type of stress field using rake angles and the direction of the maximum horizontal compressive stress (S_{Hmax}) based on P-, B-, and T-axes. We then computed the mean S_{Hmax} and type of stress field on a mesh interval of 10 km. Compared with previous stress maps in the present study area, our 10-km mesh stress map provides higher spatial resolution in stress fields. Our stress map shows that the area is predominantly strike-slip stress field with E-W compression but the stress orientation rotates clockwise by about 20° in the Sea of Japan side of Shimane and Tottori prefectures. Based on our stress map, we evaluated the fault reactivation potential of 30 active faults targeted by the Headquarters for Earthquake Research Promotion Investigation Committee (2016), revealing that 28 active faults satisfy the condition for reactivation under the present-day stress field and typical friction coefficient. The remaining two active faults are unfavorably oriented to the present-day stress field, requiring external factors such as a development of anomalous high fluid pressure and a stress triggering associated with the rupture of adjacent active faults for reactivation.

Keywords: stress map, Chugoku region, small earthquake, focal mechanism

要 旨

中国地域の地殻内応力マップを作成するため、過去12年間にわたるマグニチュード1.5以上の地震の発震機構解を決定した。気象庁一元化カタログもコンパイルし、10 kmメッシュの応力マップとして纏めた。小さな地震まで解析して発震機構解データを増やしたことで、先行研究よりも応力場の空間分解能を格段に高くすることができた。得られた応力マップから、この地域は東西圧縮の横ずれ場に卓越しているが、島根県・鳥取県の日本海側になると応力方位が時計回りに約 20° 回転して西北西–東南東方向を示すようになる様子が詳しくわかるようになった。応力マップをもとに活断層の活動性について評価を行ったところ、地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)が評価対象とした中国地域の30の活断層のうち、現在の応力場、一般的な摩擦係数のもとで再活動する条件を満たしているのは28あることがわかった。

残りの2つの活断層は現在の応力場では動きにくく、再活動するためには、異常間隙水圧の発生や隣接する活断層の破壊に伴う応力変化でトリガーされるなどの外的要因が必要になると考えられる。

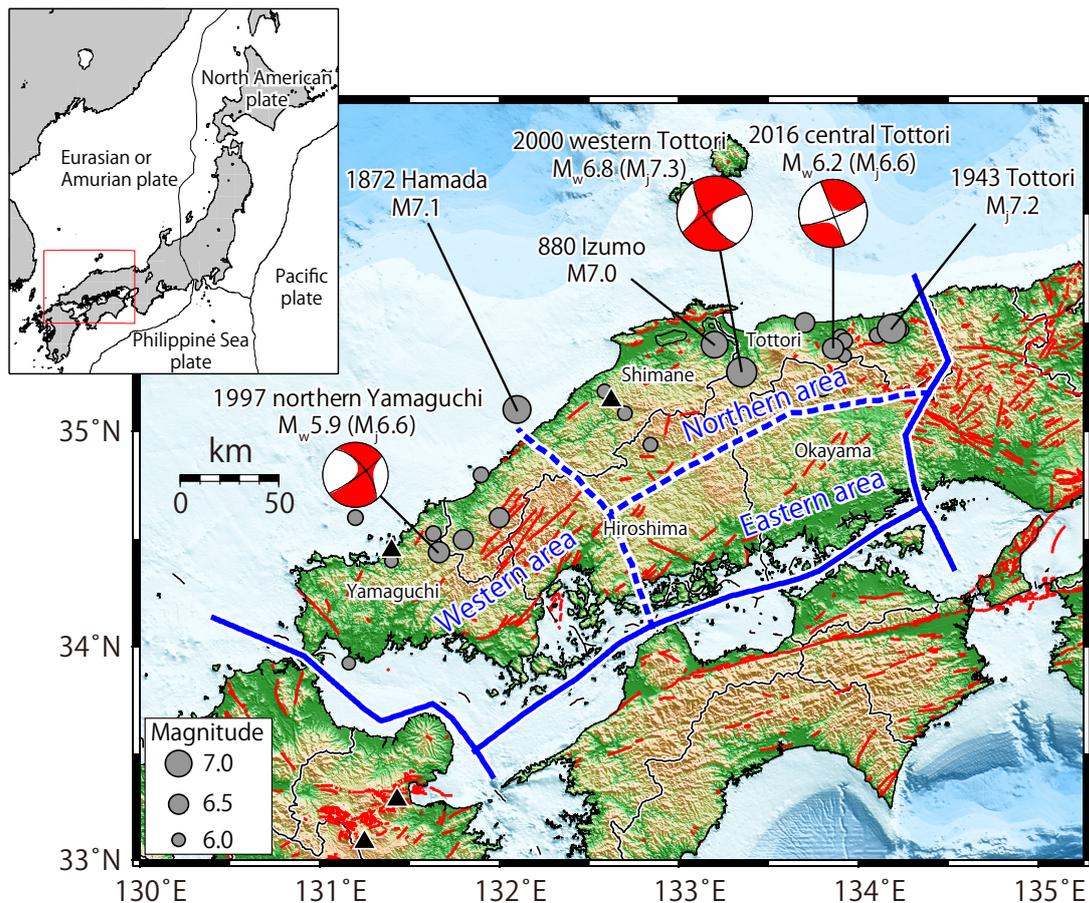
1. はじめに

プレートテクトニクス理論が認められてから、地震の原動力である応力の源はプレートの相対運動にあると考えられるようになった。しかし、応力に関するデータが蓄積されてくるにつれて、力の掛かり方は単純ではなく、プレート相対運動に起因する広域応力場から局所的にずれている領域も多くあることがわかってきた(例えば、Heidbach *et al.*, 2018 ; Lund Snee and Zoback, 2020)。特に世界的に見ても複雑なテクトニクスにある日本列島は、古くから激しい構造変形を受けており、その影響は応力場にも反映されていることが予想される。将来発生する地震の規模や切迫性を数値シミュレーションにより正し

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 研究戦略部 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Promotion Division)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

* Corresponding author: IMANISHI, K., Central 1, 1-1-1 Umezono, Tsukuba, Ibaraki, 305-8560 Japan. Email: imani@ni.aist.go.jp



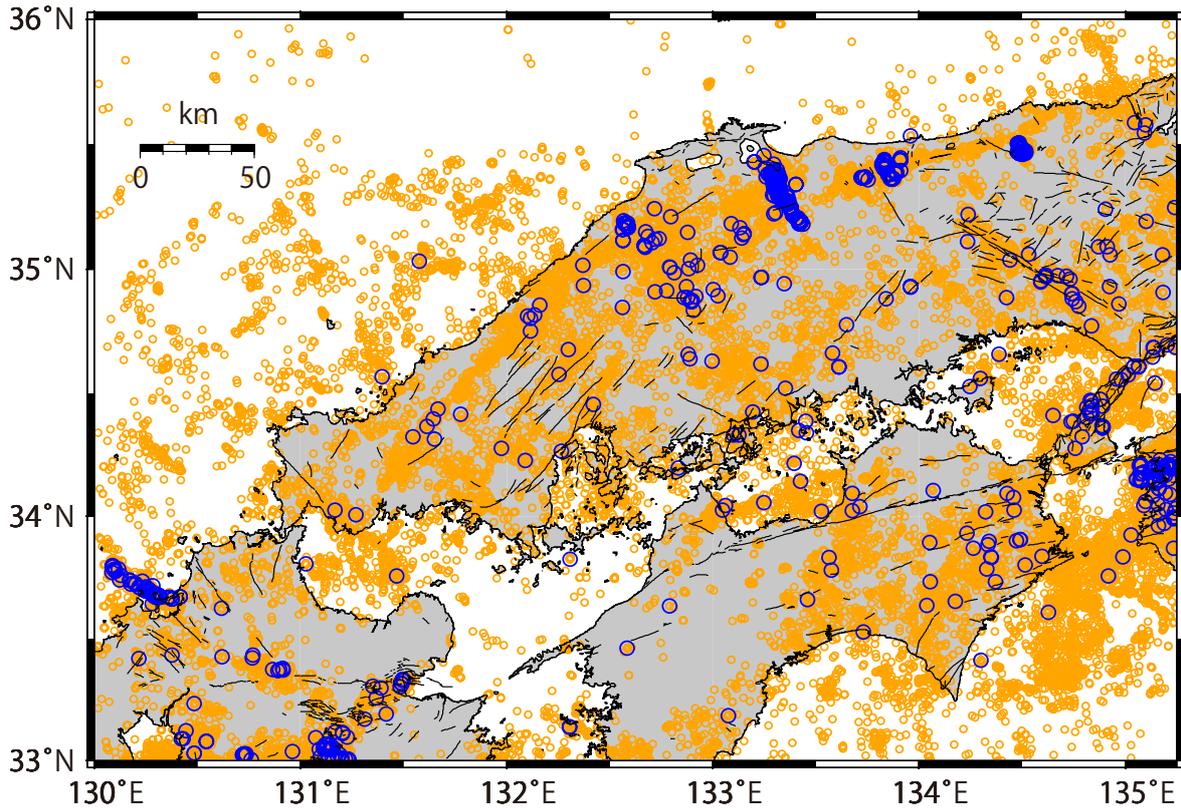
第1図 本研究の調査地域。青色の線は地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)による中国地域の地域評価の評価対象地域を示す。灰色の丸は中国地域の浅い陸域で2018年8月までに発生したM6以上の地震(宇津(1999)及び1923年以降は気象庁一元化カタログによる)。ビーチボールは気象庁によるセントロイドモーメントテンソル解。赤線は活断層線(活断層研究会, 1991), 三角は活火山(気象庁, 2013)を示す。地形データは岸本(1999)により編集された海陸統合メッシュデータを使用。

Fig. 1 Target area of the present study. The blue lines represent the region of long-term evaluation of active faults in the Chugoku region by the Headquarters for Earthquake Research Promotion Investigation Committee (2016). Gray circles show shallow inland earthquakes larger than magnitude 6 in Chugoku area listed in Utsu (1999) and the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog. The 'beach balls' represent the centroid moment tensor solutions by JMA. Red lines show active faults based on the Research Group for Active Faults of Japan (1991). Triangles are active volcanos (Japan Meteorological Agency, 2013). Topography is based on Kishimoto (1999).

く評価するためには、その地震が発生する場所の正確な応力場が不可欠である(例えば, Ando *et al.*, 2017; Ohtani and Imanishi, 2019)。しかし現状では情報が不十分な地域も多く、その整備が急務の課題となっている。

このような背景のもと、産業技術総合研究所地質調査総合センターは、微小地震解析による応力場推定を中心に高い空間分解能を持つ地殻内応力マップの整備を進めており、最初のケーススタディとして関東地域の10 kmメッシュの応力マップを公表した(今西ほか, 2019)。小さな地震まで解析してデータを増やしたことで、先行研究よりも応力場の空間分解能を格段に高くすることができた。我々は次の対象として中国地域に場所を移し、応

力マップを整備することとした。調査範囲は中国地域の活断層の地域評価(地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2016)の対象領域(第1図の青線の内側)に合わせており、山口県、広島県、島根県、岡山県、鳥取県、及び瀬戸内海の一部の島嶼部を含んでいる。中国地域は日本列島の中でも歪み速度が比較的小さい地域であるが、日本海側で880年出雲の地震(M7.0)、1872年浜田地震(M7.1)、1943年鳥取地震(Mj7.2)、2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)などのマグニチュード7級の地震が発生しており、最近でも2016年鳥取県中部地震(Mj6.6)などの被害地震が起きている(Mは被害状況等から推定された歴史地震のマグニチュード、Mjは気象庁マグニチュー



第2図 深さ25 km以浅の定常的地震活動(オレンジの丸; 2000年1月~2018年8月, マグニチュード0以上)と発震機構解が決まっている地震(青丸, 1997年10月~2018年8月). 気象庁一元化カタログによる.

Fig. 2 M0+ background seismicity shallower than 25 km based on the JMA catalog (orange circles: January 2000–August 2018) and earthquakes whose focal mechanism solutions are listed in the catalog (blue circles: October 1997–August 2018).

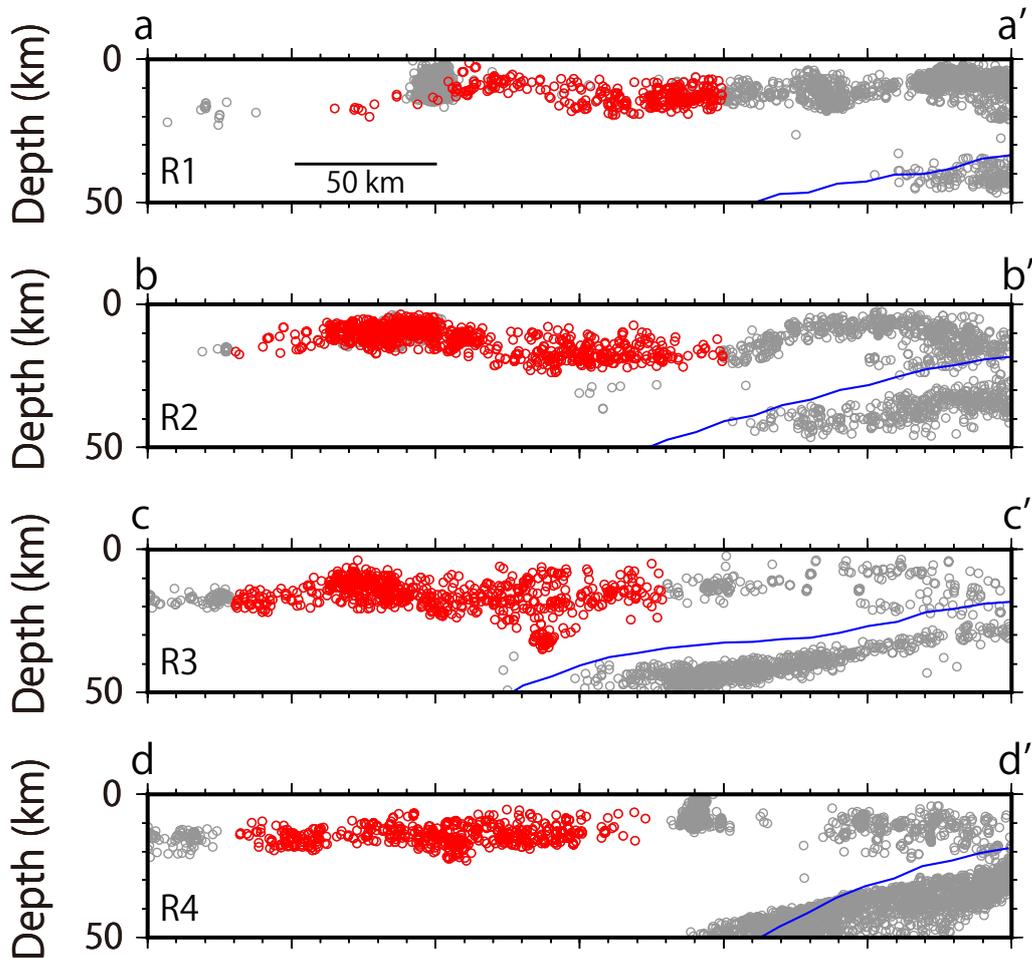
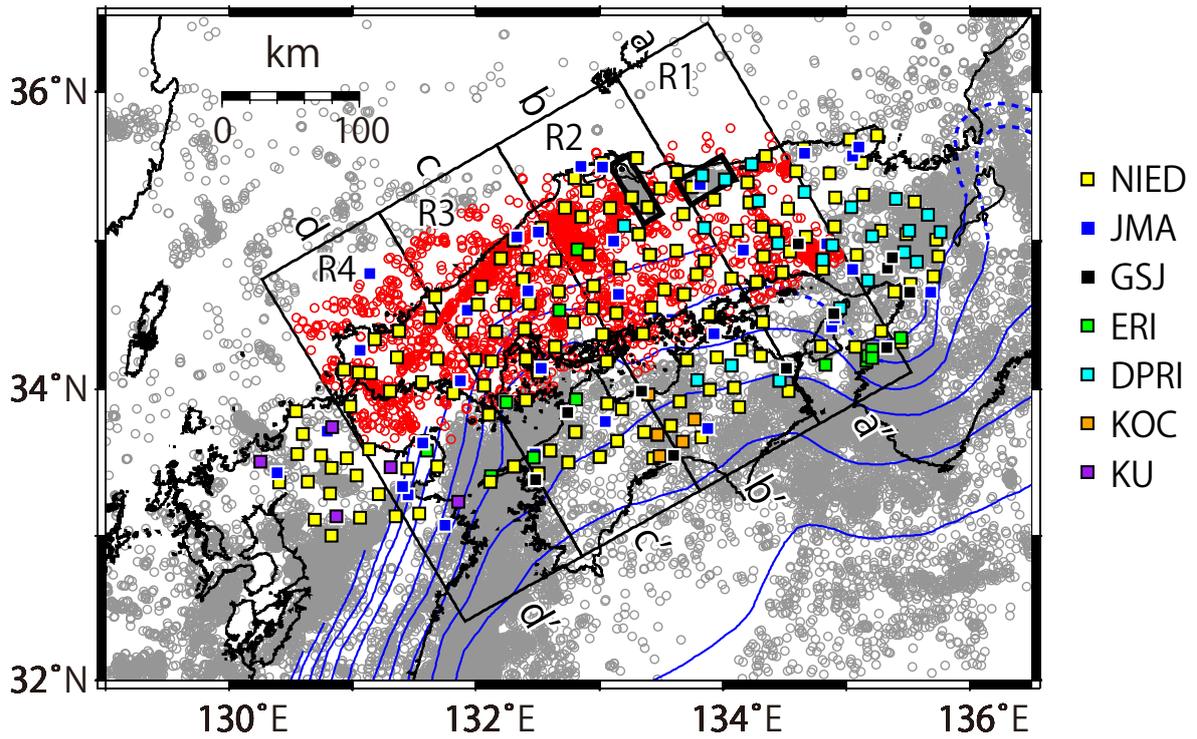
ド). また, 最近のデータを加えた全世界測位システム (Global Navigation Satellite System, GNSS) のデータ解析から, これら規模の大きい地震が発生している領域と重なるように歪み集中帯が存在することが報告されており (Nishimura and Takada, 2017), 現在注目されている地域でもある. 活断層はほとんどが横ずれ型であり, マグニチュード7を超えると予想される断層も多く分布している.

本研究では, 基盤的地震観測網のデータを用いてマグニチュード1.5以上の地震を解析し, 独自に発震機構解のカタログを作成する. さらに気象庁一元化カタログもコンパイルし, 今西ほか (2019) の手順に従い, 中国地域の10 kmメッシュの応力マップを作成する. 得られたマップは, この地域のテクトニクスの理解や将来の地震リスクを評価する上で重要な情報となる.

2. データ

第2図の青丸は1997年10月から2018年8月までの気象庁一元化カタログに含まれる深さ25 km以浅の地震のうち, 発震機構解が決まっている地震を示す. 2000年

鳥取県西部地震の余震域など一部の領域を除くと, 気象庁一元化カタログによる発震機構解が決まっていない場所が多いことがわかる. これは, 地震の規模が小さくなると, 一般的なP波初動を用いる方法では一意に解が決まりにくくなることに起因する. 気象庁の地震観測業務では, 検知能力に応じて地域毎に基準マグニチュードを設定し, その基準を超えた地震についてのみP波初動解を推定している. そのため陸域で発震機構解が決定されているのは, 概ねマグニチュード3.2以上に限られている (原田, 2004). そこで本研究では, 気象庁一元化カタログによる推定結果が不足している地域を中心に, 波形の振幅情報も加えて独自に発震機構解を推定することにした. 解析に使用する観測点は第3図の四角で示しており, 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 高感度地震観測網 (NIED Hi-net), 気象庁 (JMA), 東京大学地震研究所 (ERI), 京都大学防災研究所 (DPRI), 高知大学 (KOC), 九州大学 (KU), 産業技術総合研究所 (GSI) が管理する定常地震観測網が含まれる. それぞれの観測点には主に固有周波数1 Hzまたは2 Hzの高感度地震計が設置されており, 100 Hzサンプリングの連続記録が収録されてい



る。このうち、防災科学技術研究所と産業技術総合研究所の観測点にはボアホール型の地震計が設置されている (Okada *et al.*, 2004 ; Imanishi *et al.*, 2011b)。

解析対象とした地震の分布を第3図の赤丸で示す。一部の領域では解析効率を上げるため、半径0.5 km以内に他の地震が入らないように間引いた。間引く際にはマグニチュードの大きい地震を残した。解析データの期間とマグニチュードを第1表に示す。どの領域もマグニチュードの下限は1.5とした。本研究は陸側プレート（ユーラシアプレート、またはアムールプレート）の地殻内の地震を対象とするため、震源の深さは主に25 km以下である。領域3 (R3)の広島県東広島市の直下には深さ30 km前後にまとまった活動が見られるが、フィリピン海プレートの活動とは明らかに異なるため、解析対象に含めることにした。一方、2000年鳥取県西部地震の震源域（領域2 (R2)の太枠）および2016年鳥取県中部地震の震源域（領域1 (R1)の太枠）については、気象庁一元化カタ

(← p. 26)

第3図 解析対象の地震(赤丸)および観測点分布(四角)。黄: 防災科学技術研究所 (NIED), 青: 気象庁 (JMA), 黒: 産業技術総合研究所 (GSJ), 緑: 東京大学地震研究所 (ERI), 水色: 京都大学防災研究所 (DPRI), オレンジ: 高知大学 (KOC), 紫: 九州大学 (KU)。断面図を下に示す。各領域 (region) の地震情報は第1表を参照。灰色は2004年4月から2016年12月までのマグニチュード1.5以上の地震を示す。震源は気象庁一元化カタログによる。太線の長方形の枠内(2000年鳥取県西部地震の震源域, 2016年鳥取県中部地震の震源域及びその周辺)の地震は解析対象から除外する。青線はフィリピン海スラブ上面の等深度線 (Baba *et al.*, 2002 ; Hirose *et al.*, 2008 ; Nakajima and Hasegawa, 2007)。

Fig. 3 Distributions of target earthquakes (red circles) and seismic stations (squares) used for the hypocenter and focal mechanism determination: yellow squares; National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), blue squares; Japan Meteorological Agency (JMA), black squares; Geological Survey of Japan, AIST (GSJ); green squares; Earthquake Research Institute, University of Tokyo (ERI), light blue squares; Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University (DPRI); orange squares; Kochi University (KOC); purple squares; Kyushu University (KU). Vertical cross sections of the earthquake distribution along profiles are shown below. Refer to Table 1 for earthquake information of each region. Gray circles represent M1.5+ seismicity during the period from April 2004 to December 2016. Hypocenters are based on the JMA catalog. Earthquakes within bold rectangles (the source area of the 2000 western Tottori earthquake and the 2016 central Tottori earthquake) are excluded from the present analysis. The upper surfaces of the Philippine Sea slab (Baba *et al.*, 2002; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima and Hasegawa, 2007) are shown by blue curves.

ログに十分な発震機構解が存在するため、解析対象から外した。また、震源決定及び発震機構解の推定精度を上げるため、気象庁が読み取り対象としていない観測点も含め、震央距離80 km以内で読み取りが可能な観測点全てのP波及びS波の到達時刻とP波初動極性を手動検出した。

3. 震源決定

震源決定に使用した速度構造を第2表に示す。これはWINシステム (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/WIN/>) のデフォルトの速度構造であるが、東京大学地震研究所 広島地震観測所がルーチン処理で使用していた速度構造とほぼ同じであり、走時残差も小さかったことから、そのまま採用した。

実際の解析では、第3図の4つの領域毎に観測点補正值を用いた震源決定を行った。まず初めにHirata and Matsu'ura (1987) によるhypomhを用いて震源決定し、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正值を求めた。次にこの観測点補正值を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。どの領域においても、繰り返し回数3回目以降は走時残差の二乗平均平方根(RMS)値の変化が見られなくなったことから、3回目の結果を最終の震源とした。RMS値の初期値と3回目の値を第3表に示す。Hirata and Matsu'ura (1987)の方法による最尤推定量の漸近的な分散共分散行列から見積もられる推定誤差は平均して水平方向に140 m、鉛直方向に347 mである。震源決定結果を第4図の赤丸で示す。一般的な分布の傾向は気象庁一元化カタログの震源(黒丸)と大きく変化しないが、沖合の震源がやや浅く求まる傾向がみられる。

4. 発震機構解の推定

本研究ではP波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値(変位スペクトルの低周波側のフラットレベル)も同時に使うことで、より多くの地震の発震機構解を推定することを試みた。本研究で扱う推定法はこれまでも多くの微小地震に適用されており、その有効性が示されている(例えば、Imanishi *et al.*, 2011a ; 今西ほか, 2013 ; Matsushita and Imanishi, 2015)。解析手法の詳細は今西ほか(2013)を参照されたい。実際の解析においてはP波初動の押し引きデータが10個以上ある地震に対して上記手法を適用した。解の品質はVariance Reduction(観測振幅値と理論振幅値の2乗残差を観測振幅値の2乗で正規化した量を100%から減じた量)とP波初動極性の一致度により判断した。本研究では、Variance Reductionが50%以上、P波初動極性の一致度が80%以上の場合を高品質の解と定義し、合計で2988イベントが高品質と判断された。

高品質の発震機構解の空間分布を第5図に示す。発

第1表 本研究で解析した地震の詳細

Table 1 Details of the earthquakes analyzed in the present study

Region	Period	Number	Magnitude
R1	April 6, 2004 – December 31, 2016	323	1.5 – 4.0
R2	April 5, 2004 – December 15, 2016	1487	1.5 – 5.4
R3	April 20, 2004 – December 22, 2016	772	1.5 – 4.0
R4	April 7, 2004 – December 24, 2016	595	1.5 – 4.2

第2表 震源と発震機構解の決定に用いたP波速度構造モデル。S波速度はP波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定。

Table 2 P-wave velocity structure model used for the determination of hypocenters and focal mechanisms. The S-wave velocity is assumed by scaling the P-wave velocity by a factor of $1/\sqrt{3}$.

Layer	h (km)	V_p (km/s)
1	0.0	5.5
2	4.0	6.1
3	14.6	6.7
4	31.5	8.0

第3表 P波およびS波の走時残差の二乗平均平方根(RMS値)の変化

Table 3 Changes in the root mean square (RMS) value of P- and S-wave travel-time residuals

Region	RMS value of P-wave (s)		RMS value of S-wave (s)	
	Initial	Final	Initial	Final
R1	0.09	0.06	0.26	0.13
R2	0.10	0.06	0.28	0.14
R3	0.08	0.07	0.24	0.16
R4	0.11	0.07	0.25	0.17

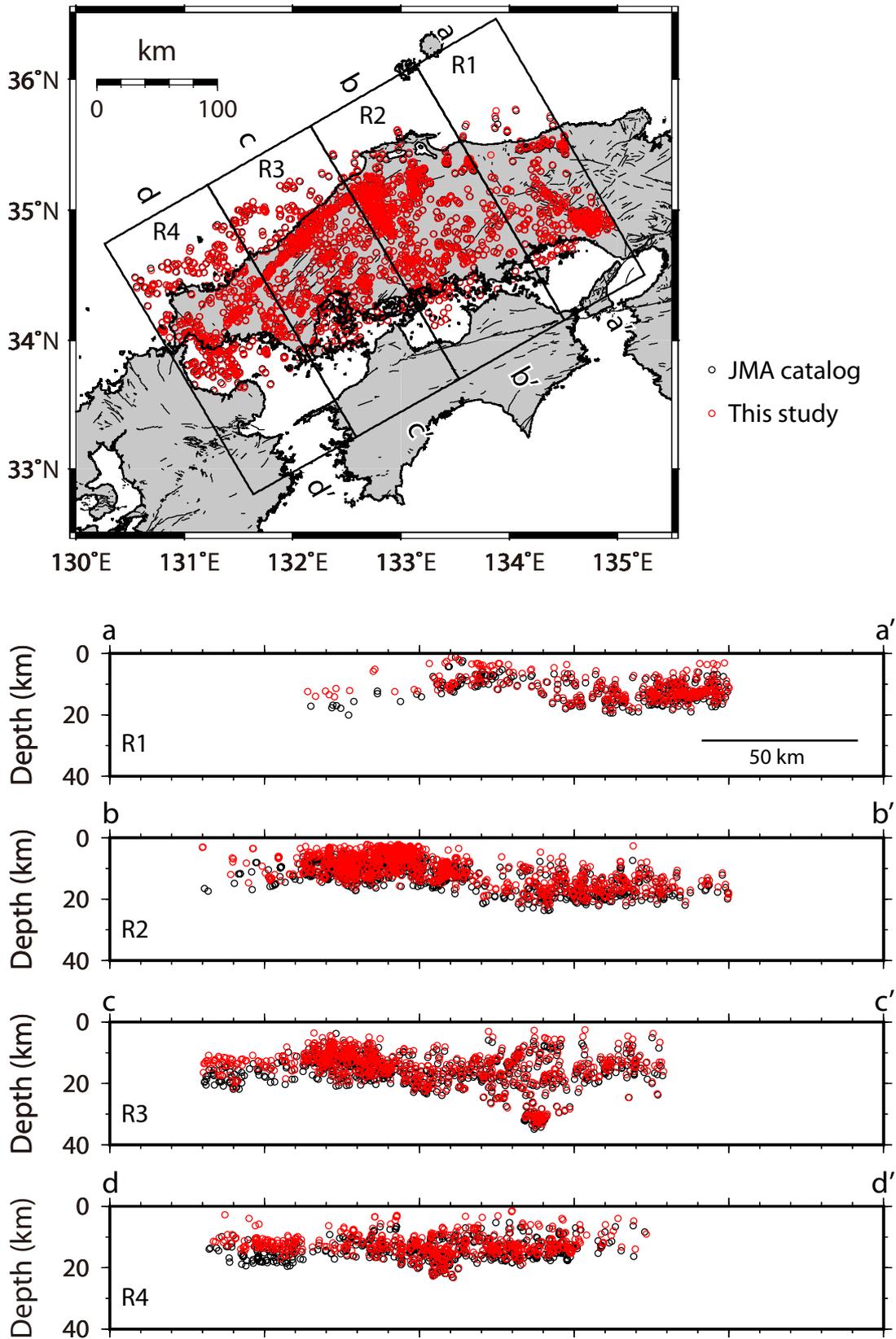
震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするためにFrohlich (1992)の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じてビーチボールに色を付けている。Frohlich (1992)に従い断層タイプを定義すると、逆断層型が217イベント、横ずれ型が1792イベント、正断層型が57イベントとなった。いずれのタイプにも属さなかった地震は922イベントであるが、横ずれ成分に卓越する地震が多い。

次に応力方位を概観するために、P軸とT軸の方位分布を見てみる。本研究で推定した高品質の発震機構解2988イベントに加えて、気象庁一元化カタログに含まれる2000年鳥取県西部地震の震源域の109イベント、2016年鳥取県中部地震の震源域の38イベント、本研究の解析対象期間外(1997年10月1日～2014年3月31日及び、2017

年1月1日～2018年8月31日)で深さ25 km以浅の80イベント(合計227イベント)も表示対象とした。第6図にP軸とT軸の方位分布を示す。ただし、水平面内に近い軸を持つ解のみを比較するため、プランジ角が15度以下のもののみを表示している(全発震機構解のうち、P軸は51%、T軸は57%)。P軸は東西から西北西-東南東、T軸は南北から北北東-南南西方向に卓越していることが確認できる。

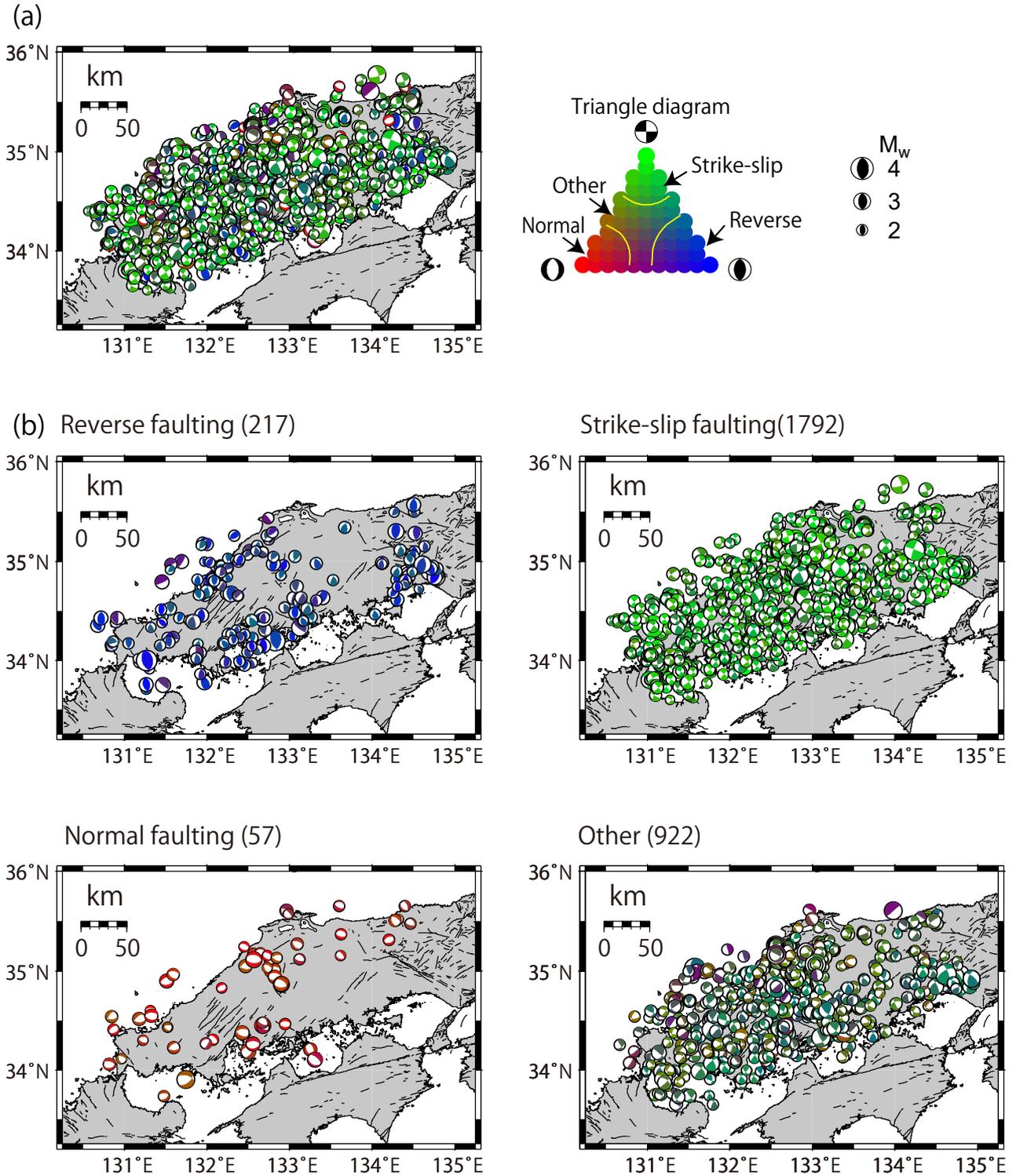
5. 地殻内応力マップの作成

応力マップの作成にあたって、本研究で推定した高品質の発震機構解2988イベント、気象庁一元化カタログに含まれる227イベントの合計3215イベントを使用する。第7図にこの発震機構解から推定された水平面方



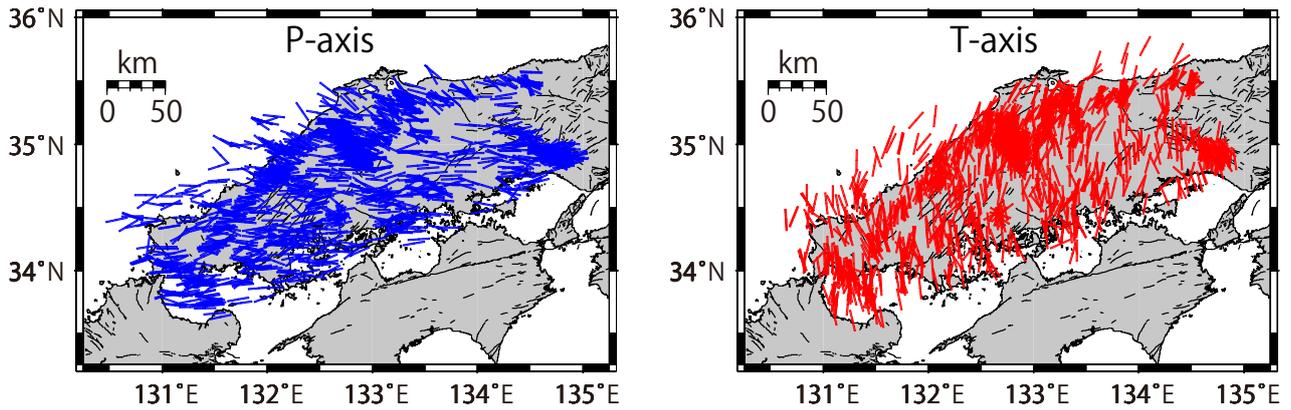
第4図 震源決定結果(赤丸). 黒丸は気象庁一元化カタログによる震源.

Fig. 4 Hypocenter distributions determined in the present study (red circles). Black circles indicate hypocenters of the JMA catalog.



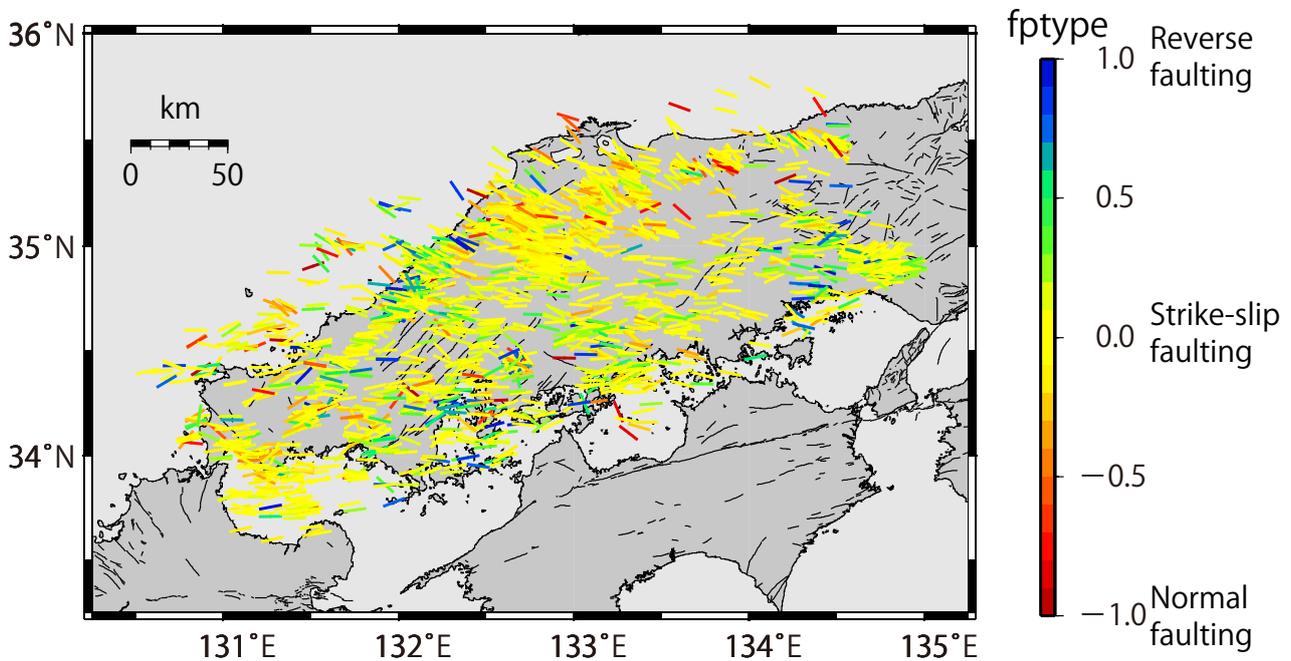
第5図 (a) 本研究で推定された発震機構解の空間分布(等積投影の下半球投影)。逆断層成分, 横ずれ成分, 正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールを色分けしている。Frohlich (1992)の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右上に示す。(b) それぞれの断層タイプの空間分布。括弧内の数字はそれぞれの断層タイプに属する地震の個数を示す。

Fig. 5 (a) Spatial distribution of focal mechanism solutions determined in the present study (lower hemisphere of an equal-area projection), where different colors are used to differentiate reverse- (blue), strike-slip- (green), and normal- (red) faulting mechanisms. A triangle diagram (Frohlich, 1992) with a color scale is presented in the upper right. (b) Distributions of focal mechanisms for each faulting mechanism. The number within each set of parentheses indicates the number of events for that faulting mechanism.



第6図 P軸およびT軸の空間分布. プランジ角が15°以下の地震のみ示す.

Fig.6 P- and T-axis distributions of focal mechanism solutions, the plunge angles of which are less than 15°.



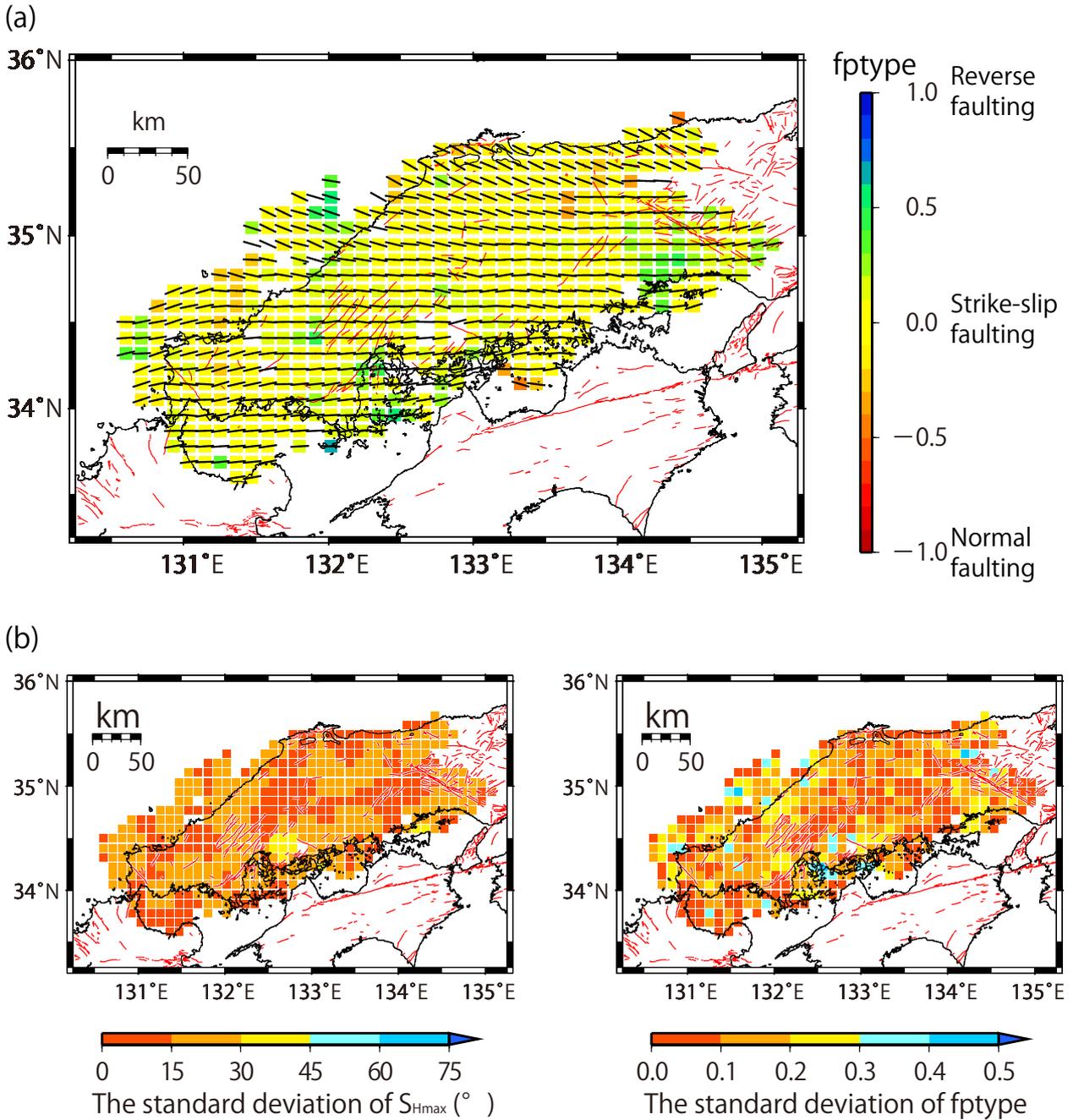
第7図 発震機構解から推定された S_{Hmax} 方位と応力場のタイプ. S_{Hmax} 方位はZoback (1992), 応力場のタイプはShearer *et al.* (2006)の定義に従う. 応力場のタイプはカラー表示している. 本研究で推定した発震機構解に加えて, 気象庁一元化カタログのデータもコンパイルしている.

Fig. 7 S_{Hmax} direction and type of stress field. The S_{Hmax} direction is based on the definition of Zoback (1992). The type of stress field is determined by Shearer *et al.* (2006) and is represented by color. Focal mechanisms listed in the JMA catalog is also compiled.

向に作用する最大圧縮応力方位 (S_{Hmax}) と応力場のタイプ (fptype) を示す. S_{Hmax} 方位はZoback (1992), fptypeはShearer *et al.* (2006)の定義に従っている. S_{Hmax} 方位は東西方向から西北西-東南東に卓越し, fptypeはゼロ付近の横ずれ場が卓越している. 詳細に見ると, 応力方位, 応力場のタイプともに地域性を持っている様子が伺える.

次に第7図の応力情報をもとに, 今西ほか(2019)の手順に従い, 10 kmメッシュの応力マップを作成する. 深

さ方向の応力場の変化はそれほど顕著に見られなかったことから, 空間方向にのみメッシュを設定した. メッシュを中心とした半径15 km以内にある地震が5イベント以上ある場合, S_{Hmax} とfptypeの平均を求め, そのメッシュの応力情報とする. 平均の際には今西ほか(2019)と同様にメッシュからの距離に応じたウェイトを与え, 重み付き平均を計算する. このようにして得られた応力マップを第8図aに, S_{Hmax} とfptypeの標準偏差を第8図bに

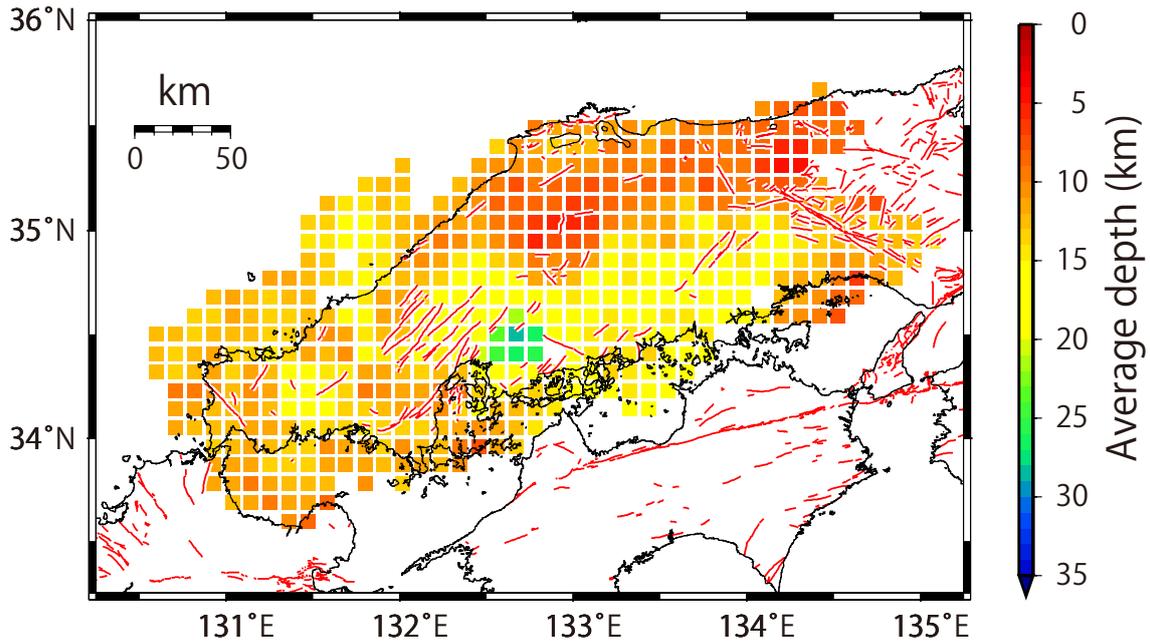


第8図 (a) 本研究で推定した中国地域の応力マップ。 S_{Hmax} 方位を直線で、応力場のタイプ ($fptype$) を背景のカラーで示す。 (b) S_{Hmax} および $fptype$ の標準偏差。

Fig. 8 (a) Stress map in the Chugoku region determined in the present study. The S_{Hmax} orientation is indicated by a straight line, and the type of stress field is shown by the background color. (b) Standard deviation of S_{Hmax} and $fptype$.

示す。 S_{Hmax} の標準偏差で 45° を超えるメッシュは存在せず、ほとんどが 30° 以下に収まっている。 $fptype$ の標準偏差は所々で大きい値を示すメッシュがあるが、大半が 0.3 以下に収まっている。このことから、この地域の応力場は 10 km の空間スケール内ではほぼ均一と見なして良いと判断できる。第9図は各メッシュの応力場推定に使用した地震の深さの平均値を示す。 $D90$ (その深さ以下に

90% 以上の地震が起こる深さ) の分布からも指摘されているように (Omuralieva *et al.*, 2012), 東経 $132.5^\circ \sim 134.5^\circ$, 北緯 35° 以南の領域は深めの地震が多い傾向がある。中でも北緯 34.5° , 東経 132.7° 付近を中心とする領域は特に深く、第4図の領域3 (R3) で確認できるように、局所的に 25 km から 35 km の深さにまとまった地震活動が起こっている (前述の東広島市直下の活動に対応)。第8



第9図 各メッシュの応力場を計算する際に使用した地震の平均深さ。

Fig. 9 Average depth of earthquakes used to compute the stress field of each mesh.

図bを見ると、この活動が起こっているメッシュは S_{Hmax} の標準偏差が大きく、また f_{type} の標準偏差も大きい傾向があり、応力場の不均一性が高い領域となっている。Nakajima and Uchida (2018)が関東地域で見つけた活動との類似性から、フィリピン海プレート境界から排出された水の上昇に伴う誘発地震活動の可能性もある。この地域の地震発生様式を検討する上で非常に重要な活動であるが、その実態に迫ることは本論文の目的を超えている。今後、地震活動の特性や地下深部構造の特徴も合わせて議論した上で、別の論文として報告する予定である。

第8図aを概観すると、この地域の応力場の特徴が確認できる。例えば、(1)概ね東西圧縮の横ずれ場で特徴づけられること (Huzita, 1980)、(2)島根県・鳥取県の日本海側では S_{Hmax} 方位が西北西-東南東方向を示すようになること (Kawanishi *et al.*, 2009)、(3)島根県の沖合や瀬戸内海の一部の領域に逆断層成分を含む場が存在すること (Terakawa and Matsu'ura, 2010)、などが挙げられる。データ数が増え、10 kmメッシュのマップとすることにより、これらの特徴がより確実に言ったと言える。

6. 議論

6.1 先行研究の応力マップとの比較

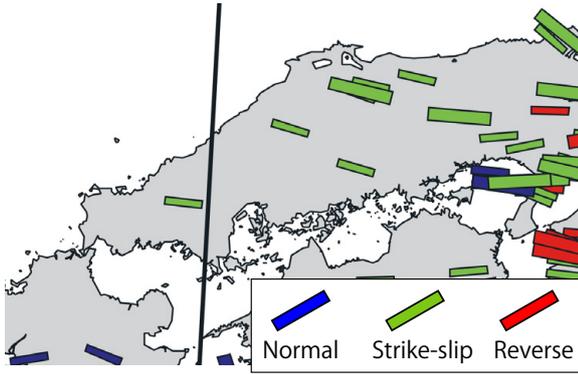
第10図a-dに代表的な4つの応力マップ (Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake *et al.*, 2015; Saito *et al.*, 2018)を示す。比較のために本研究の結果を第10図fに示すが、第8図aと異なり、応力場のタイプに依存して S_{Hmax} 方位を示す直線に色を付けている。

研究毎に応力場の表現の仕方や色使いが異なるが、概ね東西圧縮の横ずれ場で特徴づけられること、島根県・鳥取県の日本海側で S_{Hmax} 方位が西北西-東南東方向を示すようになることなど、大局的な特徴は調和的であることがわかる。島根県の沖合や瀬戸内海の一部の領域に逆断層成分を含む場が存在している特徴はTerakawa and Matsu'ura (2010)で確認できる。また、一見して明らかのように、応力場の空間分解能は本研究が一番高い。これは、小さな地震の解析を行ったことで発震機構解のデータが増えたことに起因する。

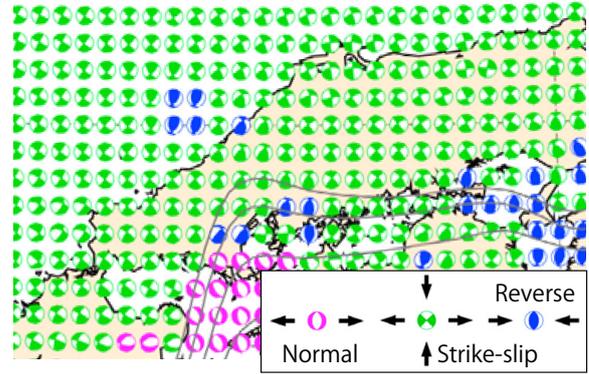
6.2 現在進行中の地殻変動との比較

関東地域や南カリフォルニアなどでは、地殻変動データから推定される圧縮歪みの方位と応力マップで示される S_{Hmax} 方位に類似性があることが報告されている (今西ほか, 2019; Yang and Hauksson, 2013)。このことは、地震データが少ない地域など、応力マップの空白域を埋める上で歪み速度の空間分布が重要な情報になり得ることを示唆している。そこで、同様の類似性が中国地域においても成り立つのかについて確認する。第10図eはGNSSにより推定された水平歪み速度を示す (国土地理院, 2011)。地震や余効変動の影響の少ない時期を選んで作成した図であるため、定常時の水平歪み速度を示していると見なせる。中国地域における水平歪み速度はフィリピン海プレートの沈み込みの影響を受けて北北西-南南東から南北方向の圧縮歪みを示しており、 S_{Hmax} 方位と広い範囲で一致していない。つまりこの地域では、地殻変

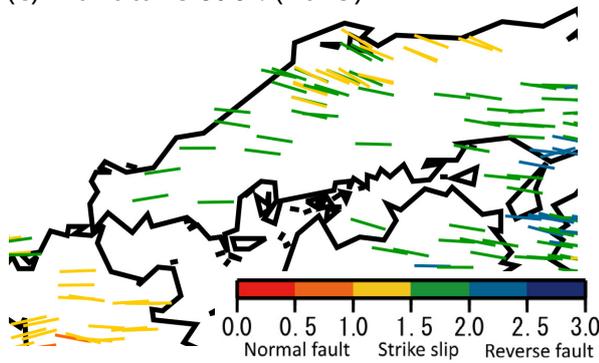
(a) Townend and Zoback (2006)



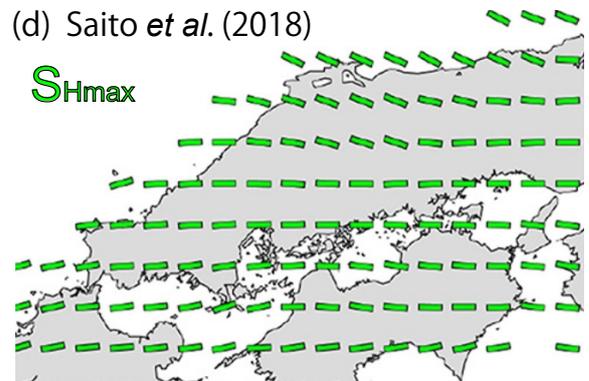
(b) Terakawa and Matsu'ura (2010)



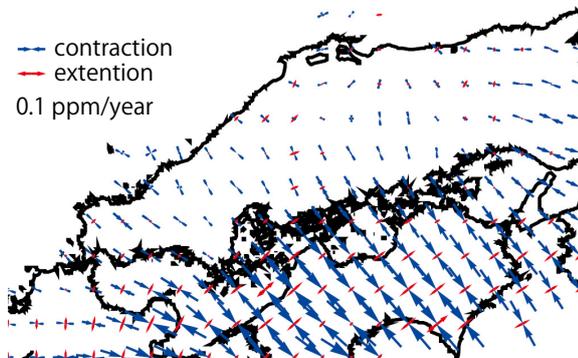
(c) Yukutake *et al.* (2015)



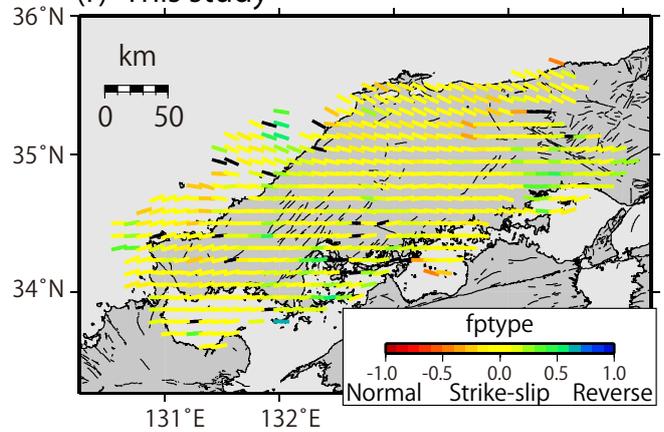
(d) Saito *et al.* (2018)



(e) GSI (2011)



(f) This study



第10図 本研究の応力マップと先行研究の比較. (a) Townend and Zoback (2006). (b) Terakawa and Matsu'ura (2010). (c) Yukutake *et al.* (2015). (d) Saito *et al.* (2018). (e) GNSSにより推定された水平歪み速度 (国土地理院, 2011). 基準期間は1999年1月1日~1999年1月15日, 比較期間は2000年1月1日~2000年1月15日. (f) 本研究. 第8a図と異なり, 応力場のタイプに依存して S_{Hmax} 方位を示す直線に色を付けている. 応力場のタイプが決められないメッシュ (fptypeの標準偏差が0.3を超える場合)の S_{Hmax} 方位は黒の直線で示す.

Fig. 10 Stress map determined in the present study and those of previous studies: (a) Townend and Zoback (2006), (b) Terakawa and Matsu'ura (2010), (c) Yukutake *et al.* (2015), (d) Saito *et al.* (2018), (e) Horizontal strain rate derived from continuous GNSS measurements (Geospatial Information Authority of Japan, 2011). The reference period is from January 1 to January 15, 1999. The analyzed period is from January 1 to January 15, 2000. (f) Stress map determined in the present study. Unlike Fig. 8a, the line of S_{Hmax} orientation is colored depending on the type of stress field. Black lines show the S_{Hmax} orientation of the mesh at which the standard deviation of fptype exceeds 0.3.

動データは応力マップの情報源になり得ないことになる。

では、なぜ両者は一致しないのであろうか。それは、地殻変動データから推定される歪み速度と応力マップで示される応力は異なる時間スケールの現象を反映していることが大きな要因であろう(Wang, 2000)。西南日本の応力場が東西圧縮に卓越している理由については様々な議論がされてきたが、アムールプレートの東進による圧縮、あるいはフォッサマグナにおける東北日本と西南日本の衝突に伴う圧縮に起因するというモデルが一般に受け入れられている(例えば、Huzita, 1980; 石橋, 1995; 瀬野, 1995)。どちらのモデルが妥当であるのかは本論文の目的を超えるため深入りはしないが、いずれの場合も数百万年にわたり圧縮され続けてきた結果、強い東西圧縮場が形成されたと考えられる。一方、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う圧縮応力は100～200年ほどの周期で発生する南海トラフの大地震の度に解放されるため、長期的には蓄積されず、応力場に反映されにくいものと考えられる。

6.3 中国地域の応力区分

ほぼ同じ応力状態に支配されている地域は応力区(Zoback and Zoback, 1980)と呼ばれる。今西ほか(2019)は関東地域の応力マップから、関東地域は数十kmスケールの大小様々な形状の応力区から構成されていることを報告している。中国地域の応力マップ(第8図a)を見ると、島根県・鳥取県の日本海側の領域(応力区A、西北西-東南東方向の S_{Hmax})とそれ以外の領域(応力区B、ほぼ東西方向の S_{Hmax})の2つの応力区に区分できる。第11図aに境界の位置を示す。応力場のタイプに着目すると、逆断層成分を含む複数の応力区を定義することも可能である。しかし、応力方位の変化ほど明瞭ではないため、本論文ではさらに細分化することも可能であることを言及するに留めておく。

応力区Bの S_{Hmax} 方位に対して応力区Aの S_{Hmax} 方位は、時計回りに約20°回転している。このような応力方位の時計回りの回転が生じるメカニズムとして、下部地殻で右横ずれの非地震性すべり(もしくは変形)が生じているとするモデルが提案されている(Kawanishi *et al.*, 2009)。下部地殻の非地震性すべりまたは変形が上部地殻に応力集中を引き起こし、時計回りに応力軸が回転することが数値計算で示されている。またGNSSデータの分析により、応力区Aの領域に右横ずれを示す歪み集中帯が存在することが最近明らかにされている(Nishimura and Takada, 2017)。この歪み集中は、下部地殻において約5 mm/年の右横ずれの相対運動が生じていれば説明できることが報告されている。この断層帯深部のすべり(または変形)は内陸地震の応力载荷機構としても注目されており(Iio *et al.*, 2002; Kenner and Segall, 2000)、定量的なモデルに進化させる上で中国地域は重要なテストフィー

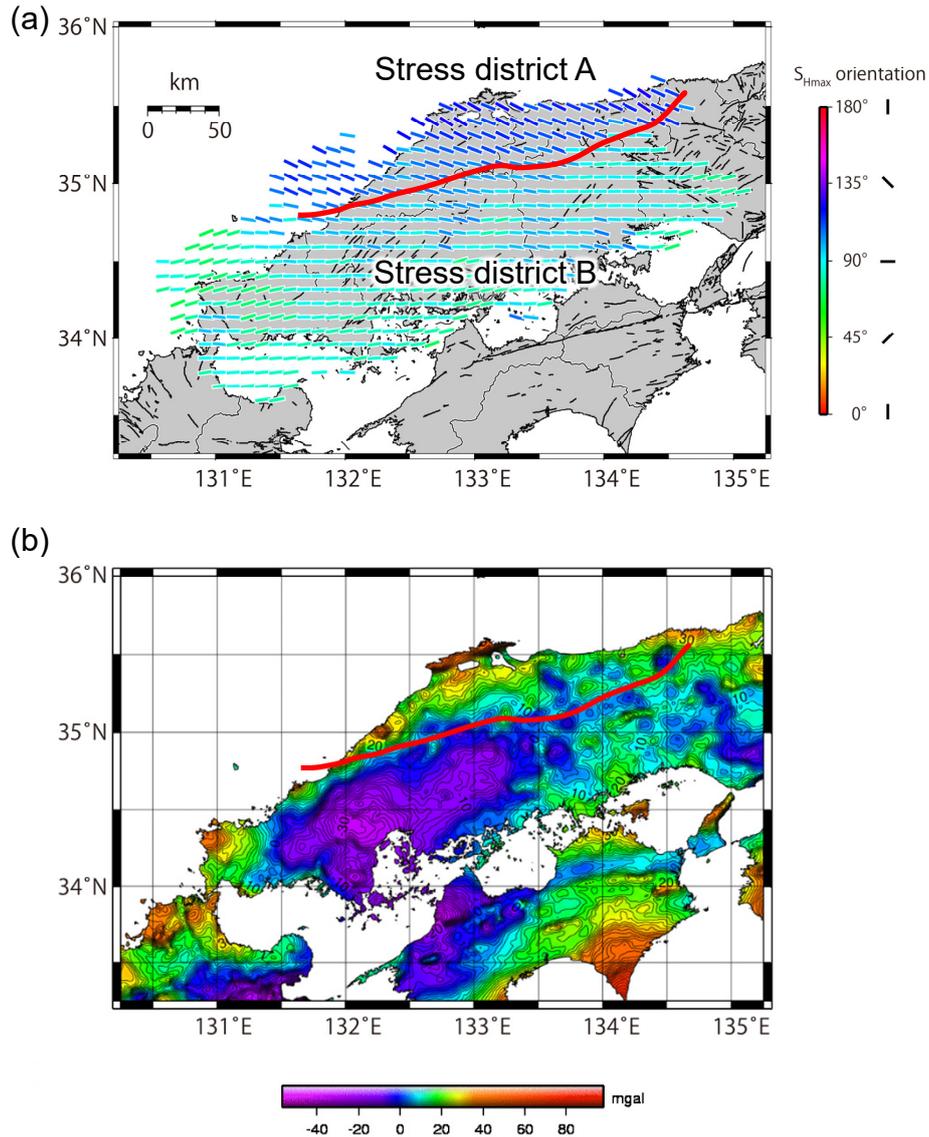
ルドになるであろう。

応力方位が変化する要因として、本論文では別の可能性についても言及したい。第11図bに産業技術総合研究所の重力データベース(GALILEO)で作成したブーゲー異常図を示す。応力区Aと高ブーゲー異常域が良く対応しており、応力区Aの下に高密度の岩体が分布していることが示唆される。塩田ほか(2002)は約9,500点の重力測定データを用いて、中国・四国地域の3次元密度構造を推定した。彼らの3次元密度構造の北西端がわずかに応力区Aと重なっており、地震発生層下部(深さ13 km以深)に周囲よりも高密度の分布がイメージされている。以下では同様の高密度異常が応力区A全体に分布するものと考えて議論を進める。Sonder(1990)は一方に密度異常帯が延びている場合、密度異常帯の上部には、その走向に直交する方向に σ' 、鉛直方向に $-\sigma'$ の偏差応力が作り出されることを示した(本論文では圧縮を正と仮定)。高密度異常の岩体が分布している場合は負の浮力が働き、密度異常帯の上部には圧縮力が作り出される。一方、低密度異常の岩体が分布している場合には正の浮力が働き、引張力が作り出される。Sonder(1990)はさらに、外部応力場にこの局所的な応力が重なることで、密度異常帯周辺の応力方位がどう変化するかを解析的に解いた。密度異常帯の走向と外部応力場の S_{Hmax} 方位の間の角度を θ 、 S_{Hmax} 方位と密度異常帯周辺の応力方位 S_H の間の角度を γ 、外部応力場の水平差応力を ΔS とすると、以下の関係式が成り立つ(幾何学的な関係を第12図の右下に示す)。

$$\tan 2\gamma = \sin 2\theta / (k - \cos 2\theta) \quad (1)$$

$$k = \Delta S / \sigma^L$$

第12図は正の k (つまり σ^L が圧縮力)に対して(1)式をプロットしたものである。密度異常帯に対してどのような方位から S_{Hmax} が掛かっているかに依存して、応力方位が時計回りに回転するか反時計回りに回転するかが決まることがわかる。図には示さないが、 k が負の時(σ^L が引張力の時)は第2及び第4象限にプロットされる。本研究の場合、 θ が約15°、 γ が約20°であるので、この2つの角度が満たされるためには、応力比 k が約1.5であると見積もられる(第12図の星印)。言い換えると、応力区Aの下に高密度の岩体が分布し、周囲からほぼ東西方向の S_{Hmax} 、約1.5 σ^L の大きさの水平差応力が掛かっているならば、応力区Aの応力方位が時計回りに約20°回転することを説明できる。Sonder(1990)のモデルは、応力方位の空間変化と地下構造の情報から絶対応力レベルを見積もることに活用できる。応力区A全域を含む3次元密度構造を明らかにした上で σ^L を見積もれば、 ΔS の推定が可能となる。この推定値は当該地域における地震発生のモデル化において重要な情報となる。



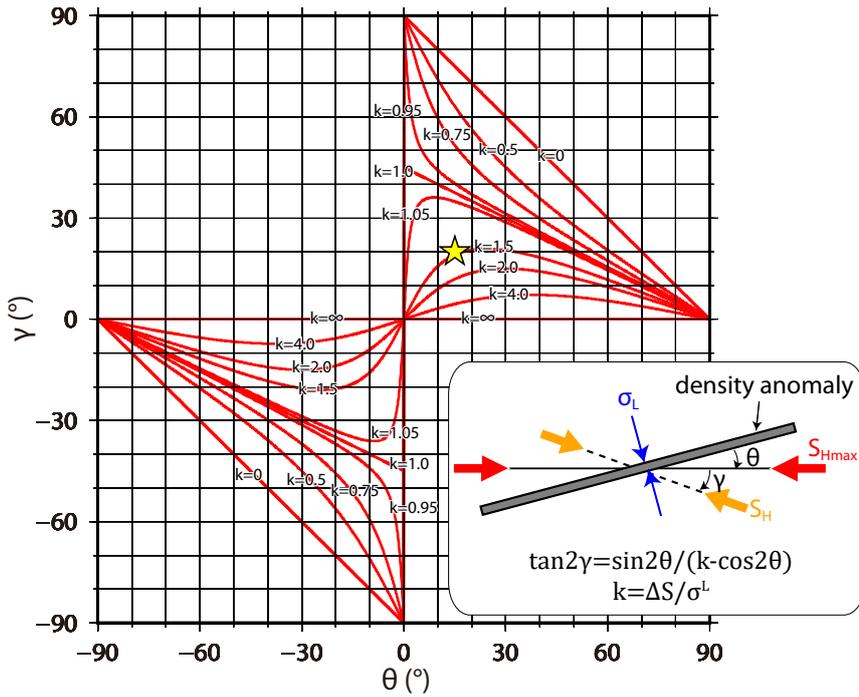
第11図 (a) S_{Hmax} 方位と中国地域の応力区. S_{Hmax} 方位を示す直線は方位角に応じて色付けされている. 赤線は応力区Aと応力区Bの境界を示す. (b) 假定密度 2.67 g/cm^3 によるブーゲー異常図. 重力データベース (GALILEO) (https://gbank.gsj.jp/gravdb/index_En.php 閲覧日: 2020年5月28日)により作成. 赤線は(a)と同様.

Fig. 11 (a) S_{Hmax} orientation and stress province in Chugoku region. The line of S_{Hmax} orientation is colored depending on the azimuth. A red curve corresponds to a boundary between stress province A and B. (b) Bouguer anomaly map computed for an assumed density of 2.67 g/cm^3 by Gravity Database (GALILEO) (https://gbank.gsj.jp/gravdb/index_En.php, Accessed:2020-5-28). The red line is the same as in (a).

6.4 活断層との関係

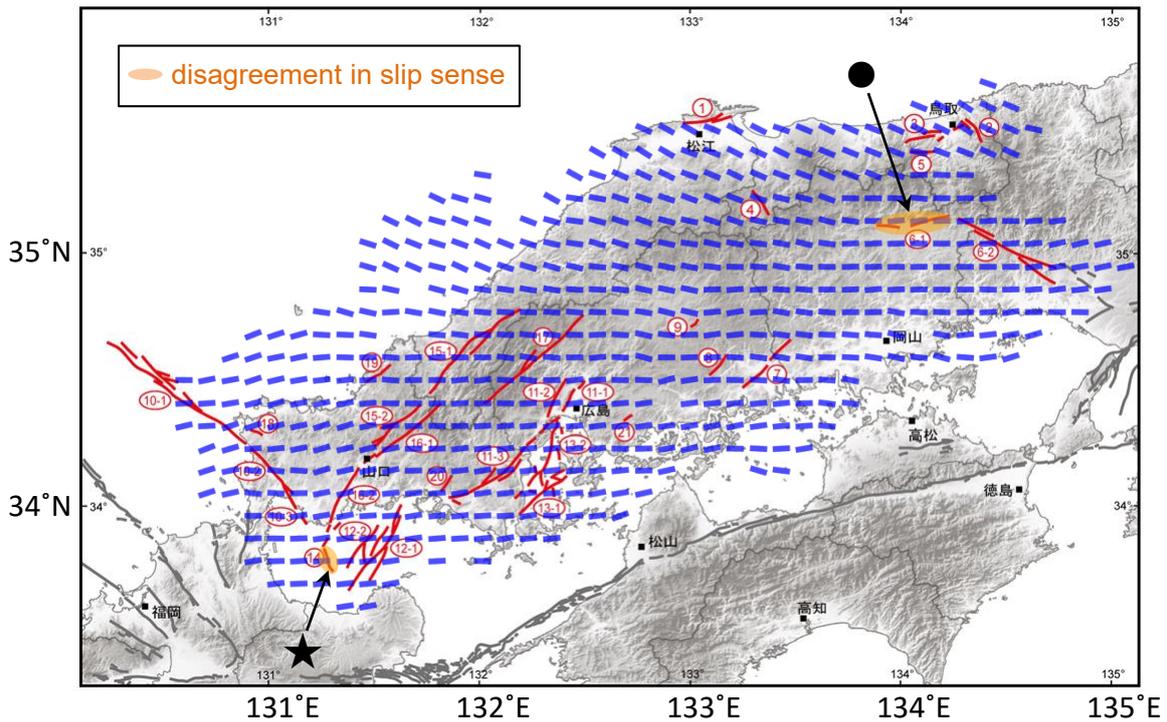
地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)が評価対象とした中国地域の活断層は、那岐山断層帯を除き、全て横ずれを主体とするほぼ鉛直の断層である。横ずれ断層の場合、断層の走向と S_{Hmax} の間の角度(α)を調べることで、その断層が現在の応力場のもとで再活動できるかどうかを判断できる。第13図は地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)が評価対象とした活断層に本研究で推定した S_{Hmax} を重ねて表示したものである。北北西-

南南東もしくは北西-南東に延びる活断層は左横ずれとして、東西もしくは北東-南西に延びる活断層は右横ずれとして動くことが直感的にわかる。前述の那岐山断層帯(第13図の丸)に関しては、断層変位地形から、北側が南側に対して相対的に隆起する断層であると推定されている。断層の走向と S_{Hmax} がほぼ平行であり、現在の応力場で縦ずれを起こすことは困難である。この断層が動くとなると、南東に位置する山崎断層帯主部の活動による応力擾乱によりトリガーされる、あるいは異常間隙水



第12図 (1)式から計算される密度異常帯周辺の応力方位の回転角(γ). θ は圧縮力(σ^L)を作り出す密度異常帯の走向と S_{Hmax} 方位の間の角度を示す. k は σ^L に対する水平差応力(ΔS)の比. 黄色の星は中国地域の観測から決められる θ と γ . 幾何学的な関係を右下に示す.

Fig. 12 Rotation of regional horizontal stresses (γ) as a function of θ , the angle between the strike of the density anomaly producing the horizontal uniaxial compression (σ^L) and the regional S_{Hmax} orientation, computed from equation (1). k is the ratio of horizontal differential stress (ΔS) relative to σ^L . An yellow star represents the angles of θ and γ determined from observation in Chugoku region. Inset shows geometry and defines angles.



第13図 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)で評価対象とされた活断層(赤線)の分布図にプロットした S_{Hmax} 方位(青線). オレンジで囲った断層は断層変位地形から推定される運動センスと応力場から推定される運動センスが一致しない活断層を示す. 基図は地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)の図2(閲覧日:2020年6月5日参照).

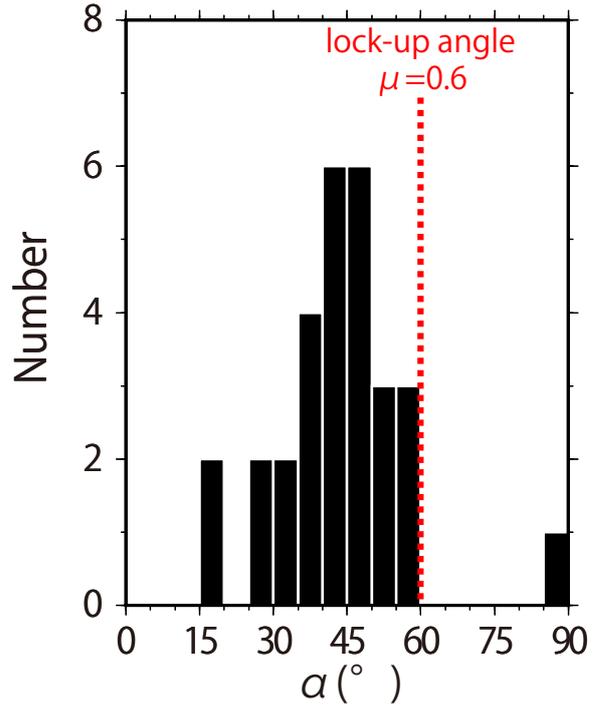
Fig. 13 S_{Hmax} orientation (blue lines) plotted on a distribution of active faults (red lines) evaluated by the Headquarters for Earthquake Research Promotion (2016). The active faults surrounded by orange indicate active faults whose slip sense estimated from the fault displacement topography is in disagreement with that estimated by the stress field. The base map is Fig. 2 by the Headquarters for Earthquake Research Promotion (2016) (Accessed:2020-06-05).

圧が発生する等の外的要因が必要と予想される。

より定量的に検討するため、第14図に那岐山断層帯を除いた29の活断層に対する α のヒストグラムを示す。ここで活断層の走向は地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)より、 S_{Hmax} は該当する活断層周辺のメッシュの方位を抜き出して平均したものを採用した(メッシュの数は活断層の長さに応じて2~13個)。ある摩擦係数のもとで断層が再活動できる α の値には上限値があり、lock-up角と呼ばれている(Scholz, 2002)。一般的な摩擦係数0.6の場合、lock-up角は 60° である。1つの断層(宇部南方沖断層、第13図の星)を除き 60° 未満に収まっており、一般的な摩擦係数のもとで再活動し得ることがわかる。 α がlock-up角を超える宇部南方沖断層が動くためには、摩擦係数が非常に小さいか、間隙水圧が非常に高いかのいずれかの条件が必要である。しかし仮にこの条件が満たされたとしても、断層の走向と S_{Hmax} 方位との関係から期待される運動センスは左横ずれであり、断層変位地形から推定されている右横ずれと一致しない。前述の那岐山断層帯と同様に、この断層が動くためには、北に位置する小郡断層の活動による応力擾乱によりトリガーされる等の外的要因が必要と予想される。以上をまとめると、地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)が評価対象とした中国地域の30の活断層のうち、第13図のオレンジで囲った2つの活断層(那岐山断層帯、宇部南方沖断層)を除き、現在の応力場、一般的な摩擦係数のもとで再活動する条件を満たしている。

7. 結論

本研究では独自に求めた2988イベントの発震機構解カタログに加えて、気象庁一元化カタログをコンパイルし、合計3215イベントの発震機構解から中国地域の10 kmメッシュの応力マップを作成した。小さな地震まで解析して発震機構解データを増やしたことで、先行研究よりも応力場の空間分解能が格段に高くなった。その結果、この地域は東西圧縮の横ずれ場に卓越しているが、島根県・鳥取県の日本海側になると応力方位が時計回りに約 20° 回転して西北西-東南東方向を示すようになる様子が詳しくわかるようになった。この特徴は先行研究からも指摘されていたが、本研究により応力方位が変化する境界を特定することができ、中国地域は主に2つの応力区からなることを示した。応力方位が変化する原因については、下部地殻における非地震性変形のほか、地震発生層深部の高重力異常帯に引き起こされる負の浮力による応力擾乱にある可能性を示した。最後に、推定した応力マップをもとに活断層の活動性について評価を行った。地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016)が評価対象とした中国地域の30の活断層のうち、28の活断層は現在の応力場、一般的な摩擦係数のもとで再活動する条件を満たしていることがわかった。一方、残り



第14図 中国地域の活断層の走向と S_{Hmax} 方位の間の角度(α)のヒストグラム。赤の点線は摩擦係数が0.6の場合のlock-up角。

Fig. 14 Histogram of the angle between fault strike and S_{Hmax} orientation (α) for active faults in Chugoku region. Dotted red line shows the lock-up angle for a friction coefficient of 0.6.

2つの活断層は現在の応力場のもとでは再活動しにくく、異常間隙水圧が発生するか、隣接する活断層の破壊にトリガーされるなど、外的要因が不可欠と考えられる。現在の地震調査研究推進本部の活断層の長期評価には応力情報が考慮されていないが、応力情報を加味することで、切迫性の高い活断層や再活動しにくい活断層の絞り込みが可能になるなど、活断層の長期評価の確度を高めていくことに繋がるであろう。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用し、波形解析においては産業技術総合研究所のデータに加え、防災科学技術研究所 Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019)、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、高知大学、九州大学のデータを利用しました。発震機構解の推定では東京大学の井出 哲教授のプログラムを参考にさせていただきました。査読においては産業技術総合研究所地質調査総合センターの雷 興林博士から有益な意見を頂き、本稿の改善に大きく役立ちました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998)で作成しました。なお、本研究は産業技術総合研究所地質調査総合センターによる戦略

的課題推進費「日本列島の応力マップ整備の加速化と不均一造構造場の成因の解明」（平成30年度）の補助を受けて実施しました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Ando, R., Imanishi, K., Panayotopoulos, Y. and Kobayashi, T. (2017) Dynamic rupture propagation on geometrically complex fault with along-strike variation of fault maturity: insights from the 2014 Northern Nagano earthquake. *Earth, Planets and Space*, **69**, 130, 1–13.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K. (2002) The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 59–73.
- Frohlich, C. (1992) Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **75**, 193–198.
- 原田智史 (2004) 最近の地震観測の精度 ～気象庁における地震観測業務～. 地震予知連絡会会報, **71**, 780–786.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M. O., Zoback, M. L. and Zoback, M. D. (2018) The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, **744**, 484–498.
- Hirata, N. and Matsu'ura, M. (1987) Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **47**, 50–61.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B09315, 1–26.
- Huzita, K. (1980) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Memoris of the Geological Society of Japan*, **18**, 129–153.
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I. (2002) Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 245–253.
- Imanishi, K., Kuwahara, Y., Takeda, T., Mizuno, T., Ito, H., Ito, K., Wada, H. and Haryu, Y. (2011a) Depth-dependent stress field in and around the Atotsugawa fault, central Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms: Evidence for localized aseismic deformation in the downward extension of the fault. *Journal of Geophysical Research*, **116**, B01305, 1–12.
- Imanishi, K., Takeda, N., Kuwahara, Y. and Koizumi, N. (2011b) Enhanced detection capability of non-volcanic tremor using a 3-level vertical seismic array network, VA-net, in southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, **38**, L20305, 1–5.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人 (2013) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動. 地震2, **66**, 47–66.
- 今西和俊・内出崇彦・大谷真紀子・松下レイケン・中井未里 (2019) 関東地域の地殻内応力マップの作成. 地質調査研究報告, **70**, 273–298.
- 石橋克彦 (1995) 「アムールプレート東縁変動帯」における1995年兵庫県南部地震と広域地震活動(予報). 地質ニュース, no. 490, 14–21.
- 活断層研究会 (1991) 新編「日本の活断層一分布と資料一」. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- Kawanishi, R., Iio, Y., Yukutake, Y., Shibutani, T. and Katao, H. (2009) Local stress concentration in the seismic belt along the Japan Sea coast inferred from precise focal mechanisms: Implications for the stress accumulation process on intraplate earthquake faults. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01309, 1–14.
- Kenner, S. J. and Segall, P. (2000) A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid seismic zone. *Science*, **289**, 2329–2332.
- 岸本清行 (1999) 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd. 地質調査所研究資料集 (GSJ Open-File Report), no. 353.
- 気象庁 (2013) 日本活火山総覧 (第4版), 気象業務支援センター.
- 国土地理院 (2011) 日本全国の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **86**, 8–21.
- Lund Snee, J. and Zoback, M. D. (2020) Multiscale variations of the crustal stress field throughout North America. *Nature Communications*, **11**, 1951.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **642**, 46–57.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007) Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B08306, 1–18.
- Nakajima, J. and Uchida, N. (2018) Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip. *Nature Geoscience*, **11**, 351–356.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster

- Resilience (2019) NIED Hi-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, doi:10.17598/NIED.0003.
- Nishimura, T. and Takada, Y. (2017) San-in shear zone in southwest Japan, revealed by GNSS observations. *Earth, Planets and Space*, **69**, 85, 1–6.
- Ohtani, M. and Imanishi, K. (2019) Seismic potential around the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake assessed considering the viscoelastic relaxation. *Earth, Planets and Space*, **71**:57, 1–15.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A. (2004) Recent progress of seismic observation networks in Japan—K-NET and KiK-net-. *Earth, Planets and Space*, **56**, xv–xxviii.
- Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, **518–612**, 93–105.
- Saito, T., Noda, A., Yoshida, K. and Tanaka, S. (2018) Shear strain energy change caused by the interplate coupling along the Nankai Trough: An integration analysis using stress tensor inversion and slip-deficit inversion. *Journal of Geophysical Research*, **123**, 5975–5986.
- Scholz, C. H. (2002) *The Mechanics of Earthquakes and Faulting* (2nd Edition). Cambridge University Press, 504p.
- 瀬野徹三 (1995) 東北—中部—西南日本の広域応力場. 地震2, **48**, 539–546.
- Shearer, P. M., Prieto, G. A. and Hauksson, E. (2006) Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06303, 1–21.
- Sonder, L. J. (1990) Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: Relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California. *Tectonics*, **9**, 761–771.
- 塩田昭夫・大野一郎・志知龍一・村上英記・小室裕明 (2002) 中国・四国地域の重力異常と3次元密度構造. 測地学会誌, **48**, 243–257.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008, 1–14.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B03411, 1–11.
- 宇津徳治 (1999) 地震活動総説. 東京大学出版会, 東京, 896p.
- Wang, K. (2000) Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. *Tectonophysics*, **319**, 321–338.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **79**, 579.
- Yang, W. and Hauksson, E. (2013) The tectonic crustal stress field and style of faulting along the Pacific North America Plate boundary in Southern California. *Geophysical Journal International*, **194**, 100–117.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **411**, 188–198.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2016) 中国地域の活断層の長期評価 (第一版), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/16jul_chi_chugoku/chu_honbun.pdf. (閲覧日: 2020年6月5日)
- Zoback, M. L. and Zoback, M. (1980) State of stress in the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 6113–6156.
- Zoback, M. L. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 11,703–11,728.

(受付 : 2020年7月14日 ; 受理 : 2020年11月12日)

20 万分の 1 地質図幅「富山」の東部地域の深成岩類のジルコン U–Pb 年代

竹内 誠^{1,2,*}・カ スイ²・志村 侑亮²

TAKEUCHI Makoto, JIA Sui and SHIMURA Yusuke (2021) Zircon U–Pb ages on plutonic rocks in the eastern area of 1:200,000 quadrangle, Toyama, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 41–64, 10 figs, 3 tables.

Abstract: With the revision of the Geological Map of Japan 1: 200,000 “Toyama”, zircon ²³⁸U–²⁰⁶Pb ages of pre-Paleogene plutonic rocks in the area were measured, and the igneous history in the Hida Belt was discussed.

Of the Hida Older Granites, the intrusion age of the Hayatsukigawa Granite in the western area is 224.8 ± 1.7 Ma, and that of the Unazuki Granite and Funakawa Granite in the eastern area is 236.5 ± 3.1 Ma and 240.7 ± 4.1 Ma, respectively. The Hayatsukigawa Granite is an independent body from the adjacent augen mylonite, because its intrusion age is different from that (250–240 Ma) of the protolith of the augen mylonite.

On the other hand, parts of the Otodani Gabbro and Unazuki Granite in the Geological Map of Japan 1:50,000 “Tomari” area show 195.6 ± 2.0 Ma and 192.0 ± 2.4 Ma, respectively, indicating the intrusion of Early Jurassic time. It was found that these should be classified as the Hida Younger Granites.

Keywords: Hida Granites, Zircon, U–Pb dating, Toyama Prefecture, Unazuki, Triassic, Jurassic, Cretaceous

要 旨

20 万分の 1 地質図幅「富山」の改訂に伴い、範囲内に分布する先古第三紀の深成岩類のジルコン ²³⁸U–²⁰⁶Pb 年代を測定し、飛騨帯における火成活動史を考察した。

飛騨古期花崗岩類のうち、西側の早月川地域に分布する早月川花崗岩の貫入年代は 224.8 ± 1.7 Ma で、東側の宇奈月地域に分布する宇奈月花崗岩と舟川花崗岩の貫入年代は、それぞれ 236.5 ± 3.1 Ma と 240.7 ± 4.1 Ma である。早月川花崗岩の貫入年代は、早月川花崗岩と隣接する飛騨古期花崗岩類の眼球状マイロナイトの原岩 (250–240 Ma) とは貫入年代が異なり、別の岩体であることがわかった。

一方、5 万分の 1 地質図幅「泊」地域で飛騨古期花崗岩類の音谷斑れい岩と宇奈月花崗岩とされたもの一部は、それぞれ、195.6 ± 2.0 Ma と 192.0 ± 2.4 Ma を示し、前期ジュラ紀に貫入した飛騨新期花崗岩類に区分されるものと判明した。

1. はじめに

20 万分の 1 地質図幅「富山」(原山ほか, 1996) が出版された後に、その東部の飛騨山脈(北アルプス)地域の 5

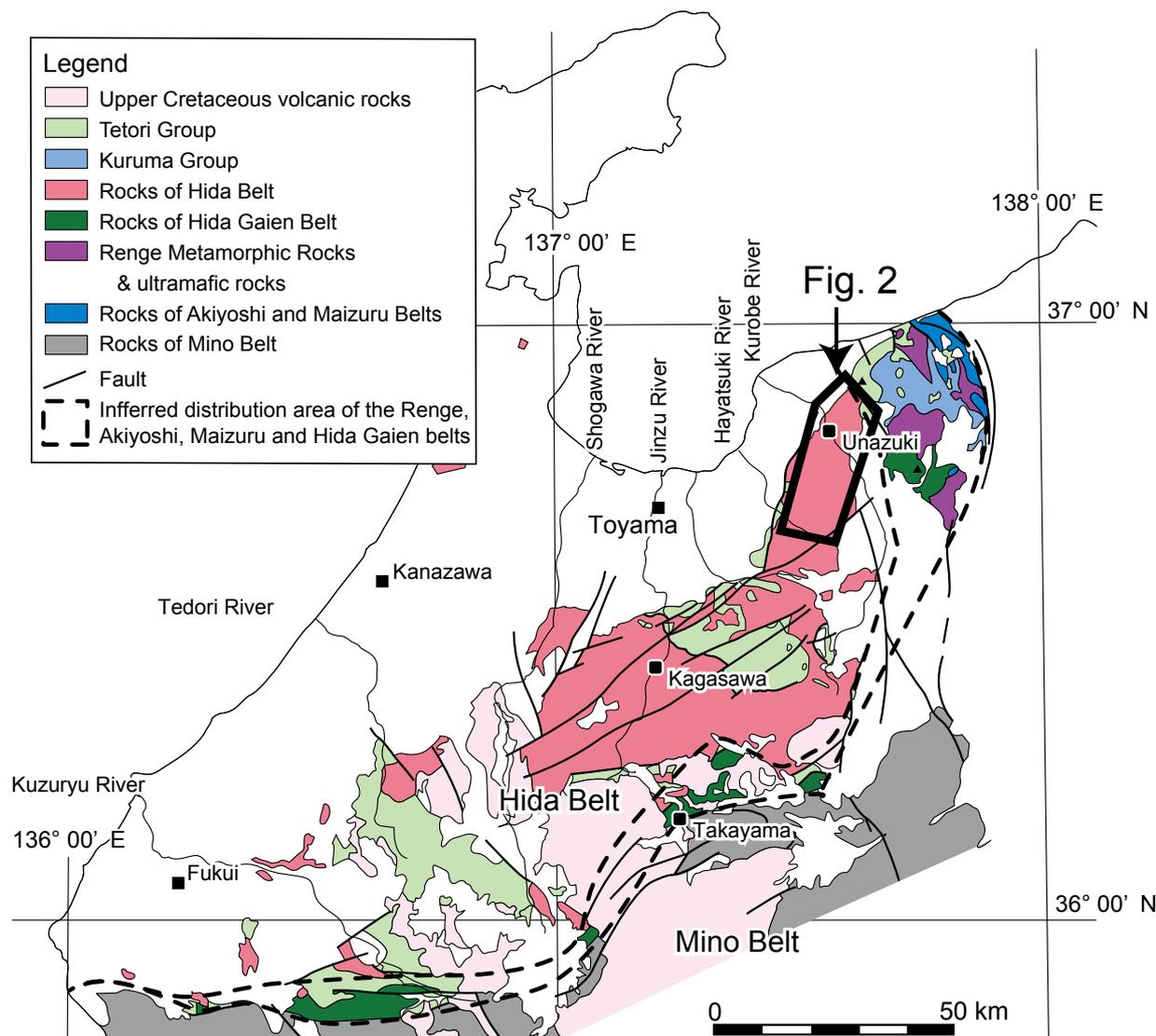
万分の 1 地質図幅が相次いで出版され(中野ほか, 2002; 長森ほか, 2010, 2018; 竹内ほか, 2017a), 詳細な地質が明らかになってきた。近年では、レーザー・アブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(LA-ICP-MS)を用いたジルコンの U–Pb 年代測定が容易に行われるようになり、本地域の火成岩の貫入年代や砕屑岩の堆積年代が明らかにされ、北アルプス地域の地質の解明に大きく貢献してきた(例えば、竹内ほか, 2015, 2017b)。特に本地域の中でも飛騨変成岩類や飛騨花崗岩類については、従来の K–Ar 年代(柴田・野沢, 1978; 内海ほか, 1995)や Rb–Sr 年代(田中・加々美, 1987a, b; Katoh *et al.*, 1989)といった分析手法に加えて、ジルコンの U–Pb 年代を用いて花崗岩類の貫入年代が報告され始めた(Takahashi *et al.*, 2010; Horie *et al.*, 2010, 2013, 2018; Zhao *et al.*, 2013)。

梶座・金子(2001)は、20 万分の 1 地質図幅「富山」の東部に分布する飛騨帯花崗岩類において、U–Th–Pb 化学年代を測定し、飛騨変成作用との関係により花崗岩類を、飛騨変成作用を受けた飛騨変花崗岩類と変成作用後に貫入した飛騨花崗岩類に区分した。一方、Takahashi *et al.* (2010) は飛騨花崗岩類中のジルコン U–Pb 年代とマイロナイト化の有無に基づき、250–240 Ma に貫入し、マイロナイト化を受けた飛騨古期花崗岩類(Hida Older Granites)

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 名古屋大学大学院環境学研究所 (Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-Cho, Chikusa, Nagoya, Aichi 464-8601, Japan)

* Corresponding author: TAKEUCHI, M., Email: takeuchi@eps.nagoya-u.ac.jp



第1図 北陸地方の先新第三系地質概略図. 地質調査所(1992)を元に修正作図.

Fig. 1 Generalized geological map of pre-Neogene rocks in the Hokuriku District. Modified from Geological Survey of Japan (1992).

と約190 Maの飛驒新期花崗岩類(Hida Younger Granites)に区分した。さらに、Takahashi *et al.* (2018)は、飛驒変成岩中のジルコンU-Pb年代について、従来の報告も併せて考察し、275–250 Maに飛驒変成岩の原岩が堆積し、約270 Maにマグマ活動による熱イベントがあり、250–235 Maにそれらの堆積岩類に飛驒変成作用が生じたとした。また、飛驒古期花崗岩類は飛驒変成岩類に250–235 Maに貫入し、220 Maに延性変形作用が生じ、飛驒新期花崗岩類は190 Maに貫入したとした。

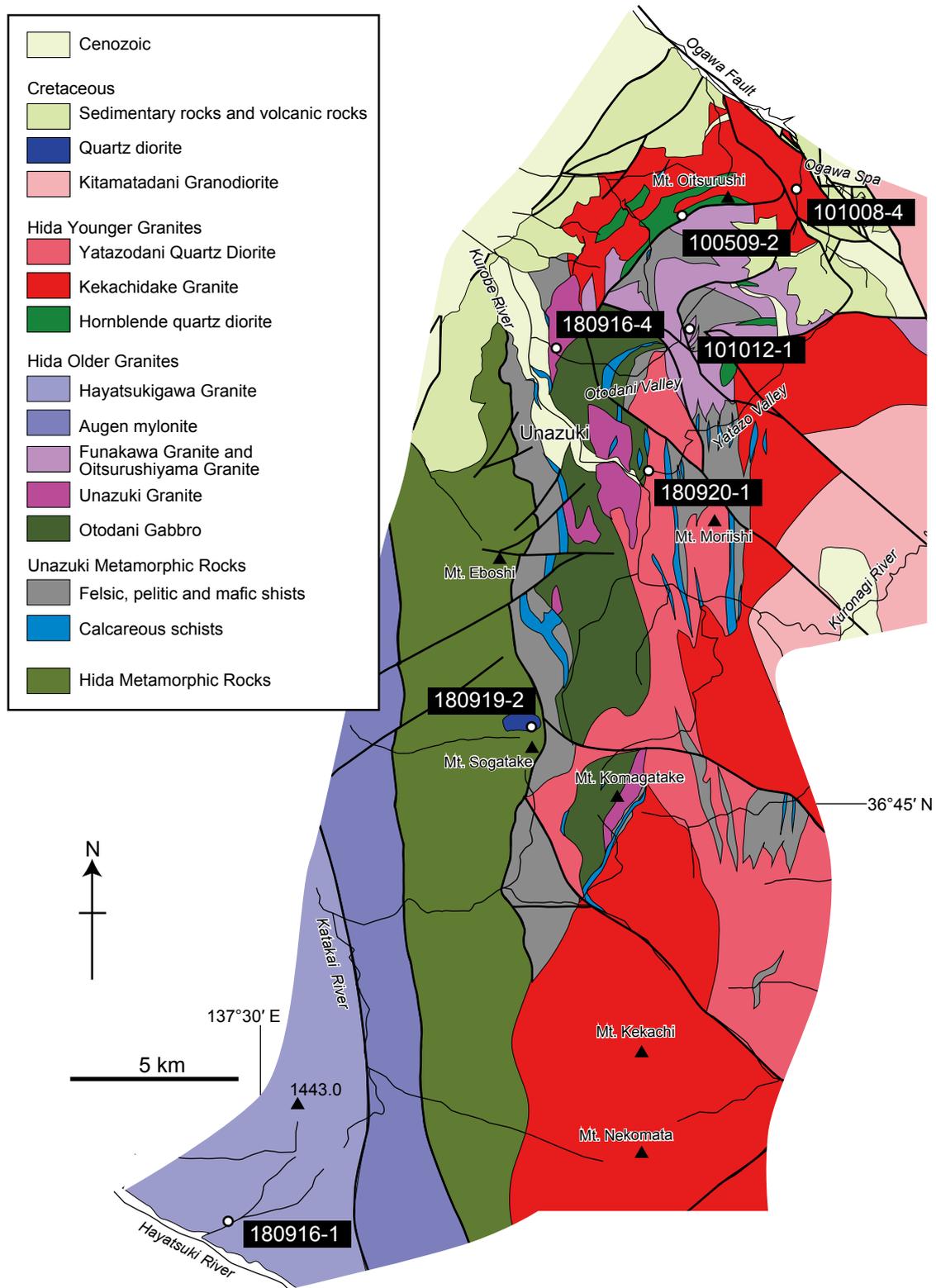
このようなジルコンU-Pb年代による検討は、早月川地域と宇奈月付近や飛驒帯中央部の神岡・加賀沢地域に集中しており、それ以外の地域に分布する花崗岩類は岩相に基づいた対比のみにとどまる。そこで本研究では、20万分の1地質図幅「富山」の改訂及び飛驒帯の火成活動

史の解明に向けて、近年出版された5万分の1地質図幅「泊」地域や未出版の「黒部」地域などに分布する飛驒帯花崗岩類のジルコンU-Pb年代を測定したので報告する。

2. 地質概説

本研究地域は飛驒帯東部に位置し(第1図)、富山県黒部市宇奈月町から富山県中新川郡上市町^{かみいち}までの南北35 km、東西25 kmの地域である。地質の分布はほぼ南北方向に伸びて帯状に分布し、西側より、飛驒古期花崗岩類の早月川花崗岩と眼球状マイロナイト、飛驒変成岩類、宇奈月変成岩類、飛驒古期花崗岩類、飛驒新期花崗岩類が分布する(第2図)。

西部に分布する飛驒古期花崗岩類に区分される早月川花崗岩は、中粒の黒雲母花崗岩–花崗閃緑岩であり(原



第2図 宇奈月-早月川地域の地質図。石井(1937), 太田(1961b), 諏訪・小林(1966), 広井(1978), 奥井(1985), 田中・加々美(1987b), 高木・原(1994), 原山ほか(2010), 竹内ほか(2017a)を元に編図。丸印と番号は分析試料の採取地点と試料番号。

Fig. 2 Geological map of the Unazuki and Hayatsukigawa area. Compiled from Ishii (1937), Ohta (1961b), Suwa and Kobayashi (1966), Hiroi (1978), Okui (1985), Tanaka and Kagami (1987b), Takagi and Hara (1994), Harayama *et al.* (2010) and Takeuchi *et al.* (2017a). Circles and associated numbers show sampling locality and sample number.

山ほか, 2000), 伊折花崗閃緑岩(野沢・坂本, 1960), 片貝川-伊折花崗岩体(加納, 1973)及び早月川岩体(田中・大坪, 1987)と呼ばれたものである。加納(1990)は, 早月川花崗岩と眼球状マイロナイトを合わせて伊折花崗岩体と呼び, 早月川花崗岩と眼球状マイロナイトは漸移するとしている。また, Takahashi *et al.* (2010, 2018)と Zhao *et al.* (2013)は, 早月川花崗岩を飛驒古期花崗岩類としている。早月花崗岩からは, Rb-Sr全岩アイソクロン年代として 276.7 ± 74.5 Ma, Rb-Sr全岩鉱物年代として 210.8 ± 2.8 Maが報告されている(田中・加々美, 1987a)。早月川花崗岩はその南に隣接する大熊山花崗閃緑岩(原山ほか, 2000)(加納(1973)の大熊山花崗岩体)との貫入関係において, 先行研究間で統一見解が得られていない。加納(1990)は, 早月川花崗岩に熱変成による再結晶化が認められることから, 大熊山花崗閃緑岩が早月川花崗岩に貫入したと報告している。一方, 原山ほか(2000)は露頭観察より, 早月川花崗岩が大熊山花崗閃緑岩に貫入しているとした。大熊山花崗閃緑岩からは 182.6 ± 3.8 MaのRb-Sr全岩-鉱物年代(田中・加々美, 1987a), 191 ± 3 MaのジルコンU-Pb年代(Takahashi *et al.*, 2010), 197 ± 3 MaのジルコンU-Pb年代(Zhao *et al.*, 2013)が報告されている。

眼球状マイロナイトは, 斑状カリ長石の発達した片麻状の花崗岩質岩である。眼球状マイロナイトは, 当初, 眼球片麻岩あるいは眼球状片麻岩と呼ばれていたが(小林, 1958; 加納, 1983など), 変形の弱い部分に深成岩の組織が残っており, 明らかに花崗岩類起源のマイロナイトであるとして, 眼球状マイロナイトと呼ばれるようになった(原山ほか, 2000)。早月川地域の眼球状マイロナイトからは, U-Pb年代として 240 ± 3 Ma (Ishizaka and Yamaguchi, 1969), 250 ± 2 Ma (Takahashi *et al.*, 2010)及び 245 ± 2 Ma (Zhao *et al.*, 2013)が報告されている。

飛驒変成岩類は石灰質, 砂泥質, 苦鉄質および珪長質変成岩類からなり, 早月川地域のジルコンU-Pb年代測定により, 飛驒変成作用の年代は250–235 Maとされている(Takahashi *et al.*, 2018)。一方, 飛驒帯南部の加賀沢地域での年代学的研究により, 251–247 Maに飛驒変成作用が生じたとされている(Horie *et al.*, 2018)。

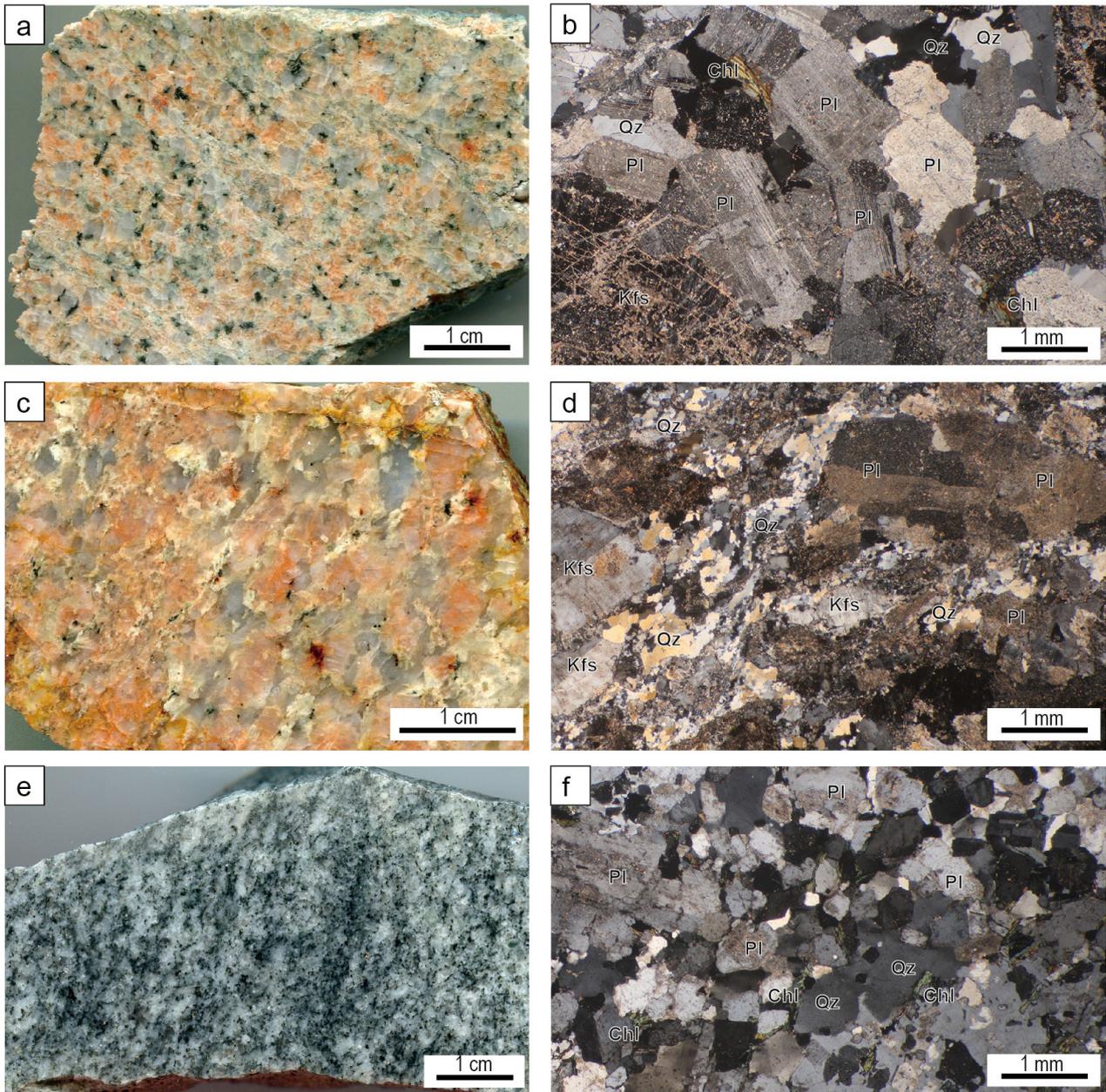
宇奈月変成岩類は, 石灰質, 苦鉄質, 泥質, 珪長質結晶片岩からなり, 泥質片岩には十字石片岩を産し(石岡, 1949), 中圧型変成岩である(Hiroi, 1983)。Hiroi *et al.* (1978)は結晶質石灰岩からコケ虫と有孔虫化石を報告し, その原岩が上部石炭系であるとした。宇奈月変成岩類からは 212 ± 2 Ma (黒雲母-全岩), 227 ± 3 Ma, 234 ± 4 Ma, 240 ± 25 Ma (以上白雲母-全岩)のRb-Sr年代, 496 ± 35 Maの全岩Rb-Sr年代(山口・柳, 1968; Yamaguchi and Yanagi, 1970), 248 Maの黒雲母-全岩Rb-Sr年代(Shibata *et al.*, 1970)が報告されており, 飛驒変成岩類と同様に飛驒変成作用を被っているとされている(梶座・金子,

2001; 梶座・後藤, 2006; 梶座ほか, 2006; 梶座ほか, 2010)。Horie *et al.* (2018)は宇奈月地域の珪長質片岩から 258.0 ± 2.3 Maおよびそれを捕獲岩として含む黒雲母花崗岩(宇奈月花崗岩)から 253.0 ± 1.9 MaのジルコンU-Pb年代を報告し, 宇奈月変成作用は258–253 Maの後期ペルム紀に生じたとした。

東部の宇奈月付近に分布する飛驒古期花崗岩類は, 音谷斑れい岩(竹内ほか, 2017a), 宇奈月花崗岩(太田, 1961a, b), 舟川花崗岩および負釣山花崗岩(竹内ほか, 2017a)からなる。音谷斑れい岩は, 太田(1961a, b)によって宇奈月変斑れい岩とされたものだが, 宇奈月花崗岩との混同を避けるため, 竹内ほか(2017a)により音谷斑れい岩という名称に変更された。音谷斑れい岩は, 中粒角閃石斑れい岩, 細粒角閃石斑れい岩, 中粒閃緑岩, 角閃石ポイキリティック斑れい岩, ベグマタイト質斑れい岩, 角閃石岩などからなる(太田, 1961b)。宇奈月花崗岩は, 桃色を呈するカリ長石を含む, 中粒-粗粒黒雲母花崗岩であり, 音谷斑れい岩に貫入している。宇奈月付近の宇奈月花崗岩からU-Pb年代として 229 ± 8 M, 256 ± 2 Ma, 253.0 ± 1.9 Maが報告されている(Horie *et al.*, 2010, 2018)。舟川花崗岩(高木・原, 1994)は中粒黒雲母花崗岩で, 優白質花崗岩からなる負釣山花崗岩を密接に伴う。また, 両者は局所的にマイロナイト化をうけている(竹内ほか, 2017a)。

飛驒新期花崗岩類は, 普通角閃石石英閃緑岩, 毛勝岳花崗岩(加納, 1973), 弥太蔵谷石英閃緑岩(竹内ほか, 2017a)からなる。普通角閃石石英閃緑岩は, 竹内ほか(2017a)では音谷斑れい岩の普通角閃石斑れい岩の一部とされてきたが, 本報告による年代測定により本論では区別して飛驒新期花崗岩類として扱うことから, 便宜的に岩石名で呼称することにする。毛勝岳花崗岩は粗粒塊状の黒雲母花崗岩-石英閃緑岩である(原山ほか, 2000)。本報告の北部の5万分の1地質図幅「泊」地域では, 宇奈月花崗岩とされていたものの一部が本報告による年代測定により, 毛勝岳花崗岩に含められた。本報告地域の南部の毛勝岳周辺の本岩から, 196.1 ± 18.8 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(田中・加々美, 1987b)が報告されている。弥太蔵谷石英閃緑岩は, 中粒石英閃緑岩であり, 多数の変成岩を捕獲岩として包有し, 一部でミグマタイト化が認められる(竹内ほか, 2017a)。弥太蔵谷石英閃緑岩は, 太田(1961a)の弥太蔵谷片麻状閃緑岩帯(Syntexite帯)に一致する。弥太蔵谷石英閃緑岩からは 191.1 ± 0.3 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(Horie *et al.*, 2013)。

本地域北部では, 上記の岩石を下部白亜系手取層群や上部白亜系内山層・親不知層が不整合に覆っている(竹内ほか, 2015)。また本地域北東部では北又谷花崗閃緑岩(Suwa, 1966)が, 中部の僧ヶ岳の北では石英閃緑岩が飛驒花崗岩類に貫入している。北又谷花崗閃緑岩からは,



第3図 飛騨古期花崗岩類の岩相および偏光顕微鏡写真。(a), (b): 早月川花崗岩(180916-1), (c), (d): 宇奈月花崗岩(180916-4), (e), (f): 舟川花崗岩(101012-1)。(b), (d), (f)はクロスポーラーにて撮影。Qz:石英, Pl:斜長石, Kfs:カリ長石, Chl:緑泥石。

Fig. 3 Photomicrographs and lithology of the Hida Older Granites. (a) and (b): Hayatsukigawa Granite (180916-1), (c) and (d): Unazuki Granite (180916-4), (e) and (f): Funakawa Granite (101012-1). (b), (d) and (f) were taken under cross-polarized light. Qz: quartz, Pl: plagioclase, Kfs: Potassium feldspar, Chl: chlorite.

本地域中部の黒部峡谷鉄道猫又^{ねこまた}駅付近から 88 ± 9 Ma の黒雲母K-Ar年代(野沢, 1970), 北部の隣接地域の北又小屋付近から 89.9 ± 0.9 Ma の黒雲母K-Ar年代, 85.1 ± 1.1 Ma の角閃石K-Ar年代(内海ほか, 1995)が報告されている。また, 本地域中東部の黒薙川沿いの北又谷花崗閃緑岩から 98.0 ± 1.4 Ma, 99.7 ± 1.1 Ma, 102.8 ± 3.1 Ma のジルコンU-Pb年代が報告されている(Ito *et al.*, 2013)。

3. 測定試料

本研究では, 本地域内の以下の7試料においてジルコンU-Pb年代測定を行った。

180916-1: 早月川支流鍋増谷の早月川との合流地点より約1 km上流地点の北側に位置する林道沿いで採取した粗粒黒雲母花崗閃緑岩である(Fig. 3a, b)。原山ほか(2000)で, 早月川花崗岩(原山ほか, 2000)と区分された

ものである。本試料にはマイロナイト構造は認められない。しかし、カタクレサイト化を受け、割れ目に沿って方解石とセリサイトが形成され、割れ目以外の鉱物にも方解石による置換やセリサイト化が認められる。黒雲母は緑泥石化している。

180916-4：黒部川支流音谷の黒部川との合流地点より約500 m上流地点の道路沿いで採取した中粒優白質片麻状花崗岩である(第3図c, d)。竹内ほか(2017a)で、宇奈月花崗岩と区分されたものである。長径5 mm程度のカリ長石や斜長石のポーフィロクラストを特徴とし、その間を細粒の引き延ばされた石英が埋めるマイロナイト構造を示す。斜長石はソーシュライト化している。また、方解石の小脈もみられる。

101012-1：黒部川支流音谷の標高400 m地点で東から合流する沢の標高440 m地点で採取した細粒片麻状黒雲母花崗岩である(第3図e, f)。竹内ほか(2017a)で、宇奈月花崗岩と区分されたものである。本試料は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなり、黒雲母の定向配列による片麻状構造が認められる。黒雲母の多くは緑泥石化している。カリ長石は斜長石の細粒結晶を含むポイキリティック組織を示し、石英は波動消光する。

100509-2：負釣山の西南西約700 mの林道沿いから採取した普通角閃石斑状石英閃緑岩である(第4図a, b)。竹内ほか(2017a)で、音谷斑れい岩と区分されていたものである。本試料は、最大1 cmの普通角閃石斑晶が目立ち、半自形の斜長石が間を埋める。少量の石英と黒雲母を伴う。普通角閃石は斜長石の小結晶を含み、中心部で褐色、縁辺部で緑色の多色性を示す。斜長石は光学的累帯構造がみとめられ、縁辺部を除いてソーシュライト化がみられる。黒雲母は緑泥石化している。エピドートやアクチノ閃石がわずかに形成されている。

101008-4：小川温泉で小川に南から合流する沢の標高360 m地点から採取した粗粒片麻状黒雲母花崗岩である(第4図c, d)。竹内ほか(2017a)で、宇奈月花崗岩と区分されていたものである。本試料は、1 cm程度の桃色を呈するカリ長石結晶が特徴的で、斜長石、石英、黒雲母からなる。黒雲母は緑泥石化し、斜長石はソーシュライト化している。わずかにエピドートが形成されている。

180920-1：弥太蔵谷の黒部川との合流地点から上流に約250 m地点で採取した、細粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩である(第4図e, f)。竹内ほか(2017a)で、弥太蔵谷石英閃緑岩に区分されたものである。本試料は、半自形の斜長石と他形の石英からなり、黒雲母、白雲母、不透明鉱物を伴う。細粒の石英、斜長石、白雲母からなり、黒雲母やカリ長石を伴う部分もある。

180919-2：僧ヶ岳の北方約400 mの標高1770 m地点の登山道で採取した細粒単斜輝石黒雲母普通角閃石石英閃緑岩である(第5図a, b)。自形-半自形の斜長石とそれらの間を埋める黒雲母、普通角閃石、単斜輝石、石英から

なる。単斜輝石は普通角閃石のコアをなす場合と単独で間粒状組織をなす場合が認められる。

4. 分析手法

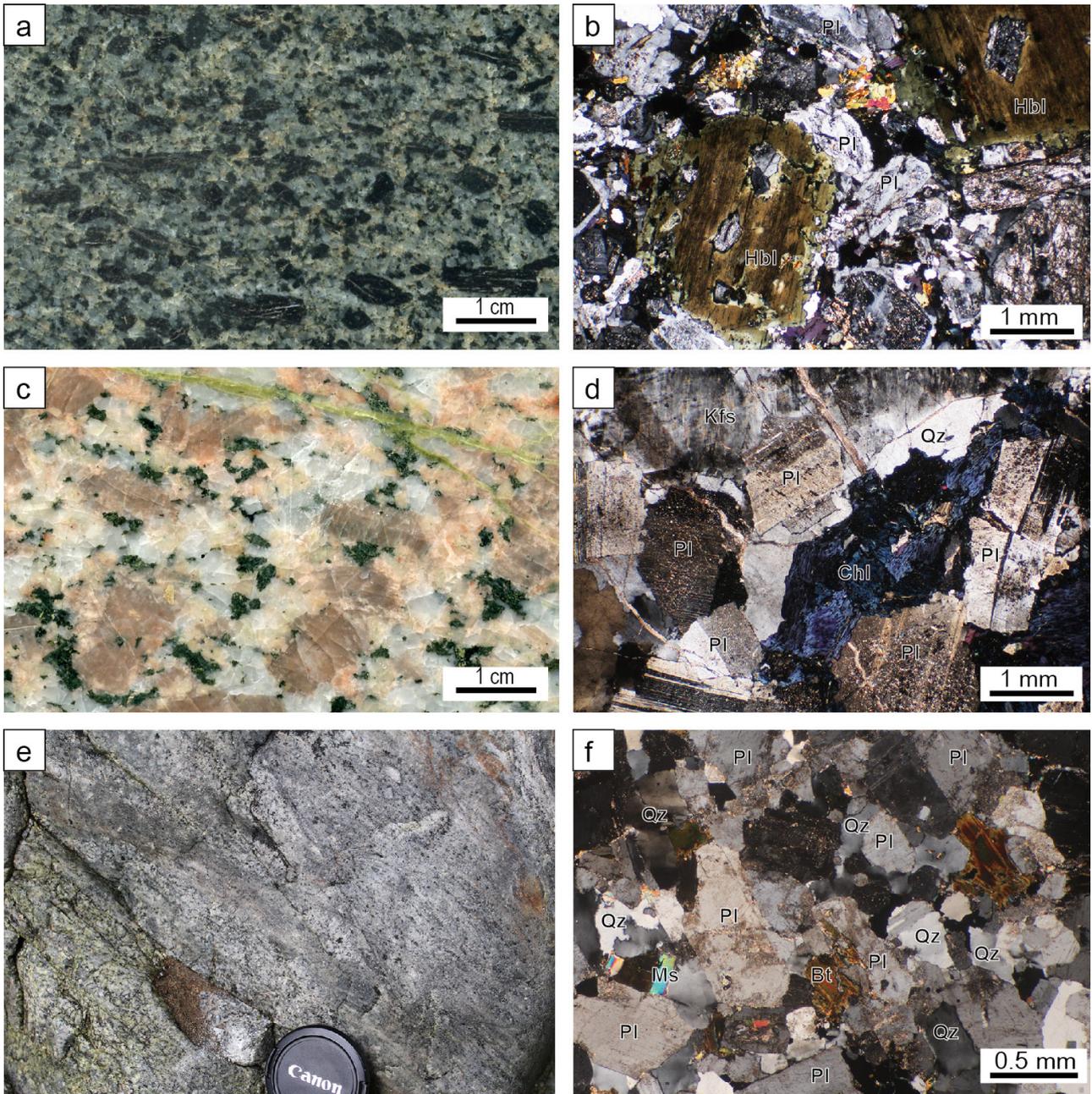
碎屑性ジルコンのU-Pb年代測定のためのジルコンの分離および研磨については、竹内ほか(2015)に従った。次に名古屋大学博物館のカソードルミネッセンス検出器(GATAN製MiniCL)付き走査型電子顕微鏡(日立ハイテクノロジーズ製S-3400N)で、ジルコンのカソードルミネッセンス像(CL像)と反射電子像の撮影を行い、結晶内の構造とクラックおよび包有物の有無の確認を行った(第6図)。

ジルコンのU-Pb年代の測定は、名古屋大学大学院環境学研究科のレーザー・アブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(Agilent 7700xおよびESI NWR-213レーザーシステム)を用いた。なお、分析条件や計算方法は基本的に高地ほか(2015)やOrihashi *et al.* (2008)に準じ、レーザーエネルギー：11.7 J/cm²、周波数：10 Hz、プレアブレーション時間：8秒、積分時間：10秒、クレーター径：25 μmである。同位体分別の補正には、一次スタンダードの91500ジルコン(²³⁸U-²⁰⁶Pb年代1062.4 ± 0.4 Ma; Wiedenbeck *et al.*, 1995)で規格化した標準ガラスNIST SRM610 (Horn and von Blanckenburg, 2007)を用いた。未知試料の分析前後に測定した標準ガラスNIST SRM610の²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁸Pb/²³²Th比の繰り返し再現性(%2SD)は、それぞれ1.0 ~ 4.2% (平均2.5%)、0.8 ~ 3.0% (平均1.9%)、0.9 ~ 3.8% (平均1.9%)だった。また、未知試料測定と同時に二次スタンダードとしてPlešoviceジルコン(337.13 ± 0.37 Ma; Sláma *et al.*, 2008)を測定し、その²³⁸U-²⁰⁶Pb年代の加重平均値は、338.4 ± 2.1 Ma (MSWD: 1.8, n = 29)だった(第1表)。

取得したデータに関して、まずジルコンの割れ目、包有物、および樹脂にビームが照射されたものや、測定中にジルコンが破損したものについては、正常なデータが取得できていない可能性があるため、それらを除外した。次に、²³⁸U-²⁰⁶Pb年代と²³⁵U-²⁰⁷Pb年代のコンコーディア年代を求め、そのprobabilityが0.1以上の場合、コンコルダントとみなし、Isoplot/Ex 4.15 (Ludwig, 2012)を用いてコンコルダントなデータの²³⁸U-²⁰⁶Pb年代の相対確率分布図とヒストグラム図及びコンコーディア図を図示した(第7-9図)。なお、本研究における年代は²³⁸U-²⁰⁶Pb年代を用い、年代誤差については2σで示す。また、各試料の加重平均値は95%信頼度で求めた。本研究の分析データを第2表に示した。

5. ジルコン U-Pb 年代

火成岩の形成年代は、一般的にジルコンU-Pb年代の加重平均値に近似されることが多い。しかし、本研究で得られた年代データは単一クラスターをなさない複雑な

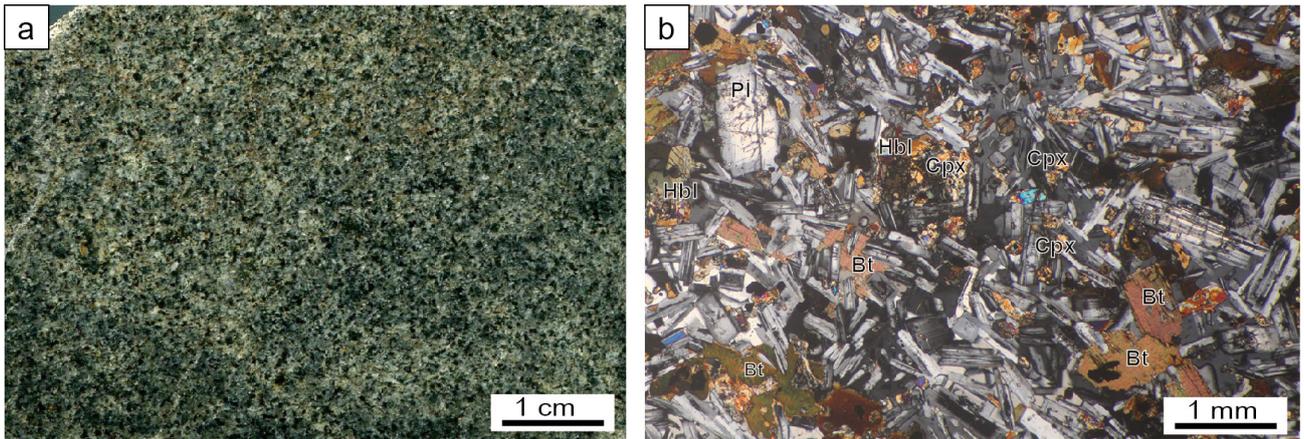


第4図 飛騨新期花崗岩類の岩相および偏光顕微鏡写真. (a), (b) : 普通角閃石石英閃緑岩(100509-2), (c), (d) : 毛勝岳花崗岩(101008-4), (e), (f) : 弥太蔵谷石英閃緑岩(180920-1). (b), (d), (f)はクロスポーラーにて撮影. Qz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Hbl : 普通角閃石, Bt : 黒雲母, Ms : 白雲母, Chl : 緑泥石.

Fig. 4 Photomicrographs and lithology of the Hida Younger Granites. (a) and (b): Hornblende quartz diorite (100509-2), (c) and (d): Kekachidake Granite (101008-4), (e) and (f): Yatazodani Quartz Diorite (180920-1). (b), (d) and (f) were taken under cross-polarized light. Qz: quartz, Pl: plagioclase, Kfs: Potassium feldspar, Hbl: hornblende, Bt: biotite, Ms: muscovite, Chl: chlorite.

年代分布を示すこともあり、加重平均値のみではジルコン年代を評価することが困難である。そこで、まず、コンコダントな全データを用いて加重平均を求め、そのMSWDが5.0以下の場合を有効とし、一つのクラスターとみなした。加重平均値が5.0を越えた試料180916-1, 180916-4, 100509-2, 180920-1に対しては、Sambridge and

Compston (1994)のMixture modelingに基づき、Isoplot/Ex 4.15 (Ludwig, 2012)のUnmixルーチンを用いて、ジルコンU-Pb年代のクラスター分析を行った。クラスター分析時のコンポーネント数は2個から順次増やしていき、misfit値の減少が0.05以下になるまで計算を行った。クラスター分析でコンポーネント数を1増やしてもmisfit値



第5図 白亜紀石英閃緑岩(180919-2)の岩相(a)および偏光顕微鏡写真(b)。(b)はクロスポーラーにて撮影。Pl:斜長石, Cpx:単斜輝石, Hbl:普通角閃石, Bt:黒雲母。

Fig. 5 Lithology (a) and photomicrographs (b) of Cretaceous quartz diorite (180919-2). (b) was taken under cross-polarized light. Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende, Bt: biotite.

の減少が0.05以下になる場合、コンポーネント数を増やす意味がないとみなし、最後のコンポーネント数より一つ少ないコンポーネント数でのクラスター分析値を採用した(第3表)。以下に、ジルコンU-Pb年代の詳細を示す。

180916-1: 37粒子56スポット測定し、コンコーダントなデータとして34スポット得られた。本試料のU-Pb年代は244–206 Maの年代分布を示した(第7図A)。全データの加重平均値のMSWDは11.5である。クラスター分析の結果、 238.4 ± 2.0 Ma (fraction = 0.35), 224.8 ± 1.7 Ma (fraction = 0.44), 213.6 ± 2.6 Ma (fraction = 0.21)の年代が得られた(第3表)。最大のクラスターは、 224.8 ± 1.7 Maである。本試料の一部のジルコンは、CL像にてコアとリムの組織が認められた。それらは、コアで 236.7 ± 6.8 Maと 230.6 ± 6.9 Maで、リムで年代値は得られていないが、明るいCL像を示すもの(第6図a)、コアで 223.3 ± 4.6 Ma、リムで明るいCL像で 217.8 ± 4.7 Maを示すもの(第6図b)、その他にコアの暗いCL像で 216.1 ± 4.5 Maとリムで年代値は得られていないが、明るいCL像を示すものも存在する(第6図c)。コアの暗いCL像ではオシラトリー累帯構造が認められる。Th/Uは2.0–0.5のものが多く、1点のみ0.09と低い値を示した(第2表)。

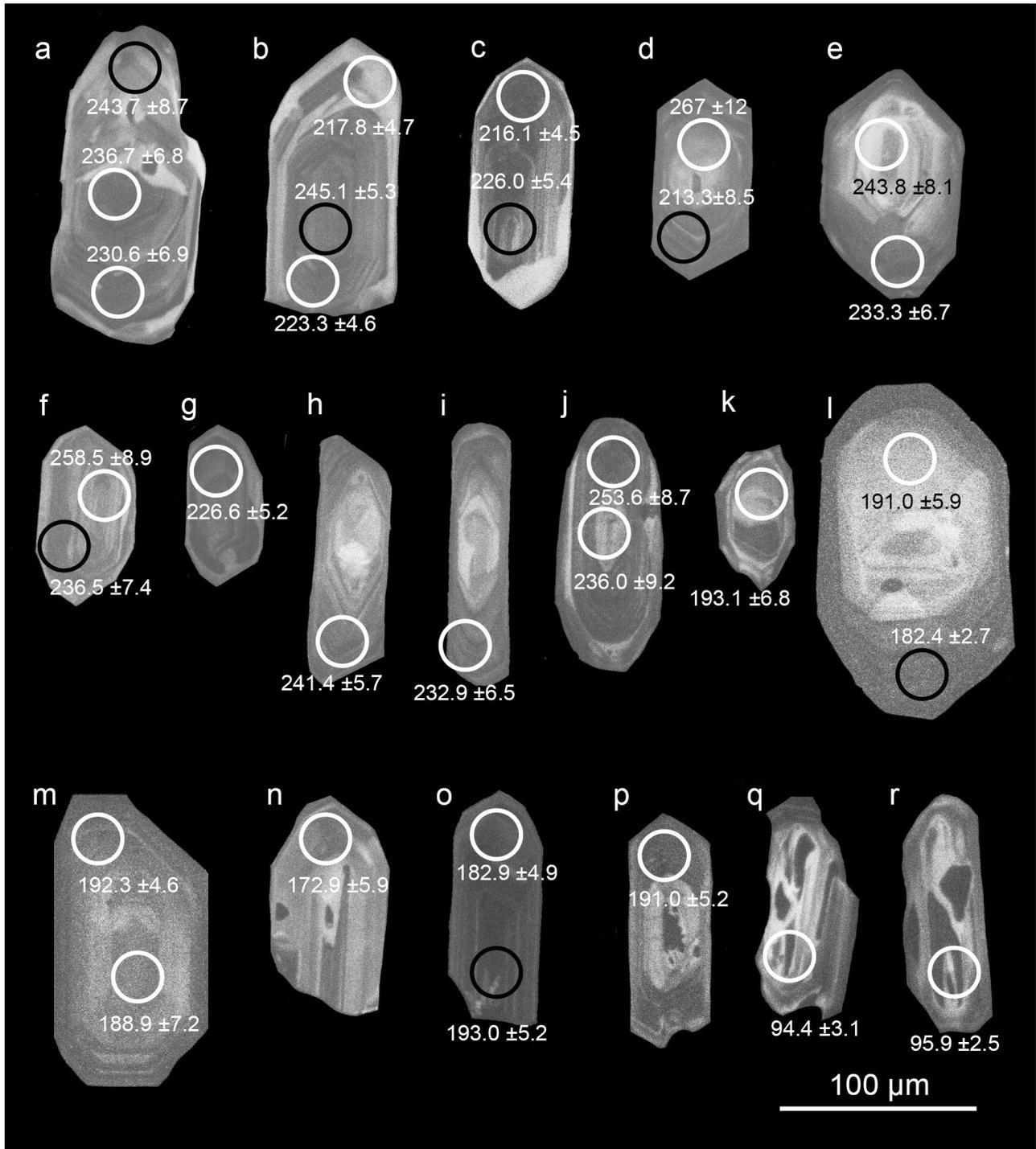
180916-4: 31粒子50スポット測定し、コンコーダントなデータ数は12スポットと少ない試料である。本試料のU-Pb年代は271–228 Maの年代分布を示した(第7図B)。全データの加重平均値のMSWDは11.5である。クラスター分析の結果、 260.5 ± 3.7 Ma (fraction = 0.50), 236.5 ± 3.1 Ma (fraction = 0.50)の年代が得られた(第3表)。この年代に対応したジルコンとして、中心部の明るいCL像で 267 ± 12 Maで、リムで暗いCL像を示すものや(第6図d)や、コアの明るいCL像で 243.8 ± 8.1 Maで、リムの暗

いCL像で 233.3 ± 6.7 Maを示すものがある(第6図e)。これらのジルコンはオシラトリー累帯構造を呈する。Th/Uは1.3–0.5である(第2表)。

101012-1: 38粒子50スポット測定し、コンコーダントなデータとして29スポット得られた。本試料のU-Pb年代は276–227 Maの年代分布を示した(第7図C)。全データの加重平均値は 240.7 ± 4.1 (MSWD = 1.4, n = 27)である。本試料のジルコンは、コアで 258.5 ± 8.9 Maや 226.6 ± 5.2 Maを示し、CL像でオシラトリー累帯構造を呈し、リムに薄い明るいCL像が認められるもの(第6図f, g)をはじめとして、リムで240–230 Maを示し、オシラトリー累帯構造を呈するもの(第6図h, i)などが認められる。Th/Uは多くは0.94–0.19で、1点のみ0.09と低い値を示した(第2表)。

100509-2: 38粒子40スポット測定し、コンコーダントなデータとして19スポット得られた。本試料のU-Pb年代は明らかに2つのクラスターをなす(第8図A)。全データの加重平均のMSWDは38である。ちなみに若い年代のクラスターの加重平均は 193.7 ± 3.8 Ma (MSWD = 2.7, n = 11)で、古い方のクラスターの加重平均は 247.7 ± 8.2 (MSWD = 3.3, n = 7)である。クラスター分析の結果、 247.7 ± 3.7 Ma (fraction = 0.37)と 195.6 ± 2.0 Ma (fraction = 0.63)の年代が得られ(第3表)、個別のクラスターごとの加重平均値とほぼ同じ結果となった。本試料のジルコンはオシラトリー累帯構造を呈するものがほとんどである。中心部で約236–254 Maや193 Maなどのジルコンがあるが(第6図j, k)、それらのいずれにも薄いリムの成長が認められる。Th/Uは0.78–0.29で、1点のみ0.08と低い値を示した(第2表)。

101008-4: 31粒子51スポット測定し、コンコーダントなデータとして33スポット得られた。本試料のU-Pb



第6図 年代測定を行ったジルコンのカソードルミネッセンス像と分析点および ^{238}U - ^{206}Pb 年代 (Ma). 白丸と黒丸は分析時のレーザー径 ($25\ \mu\text{m}$). 白丸はコンコダントな年代, 黒丸はディスコダントな年代. (a): 180916-1, nos. 2-4, (b): 180916-1, nos. 52-54, (c): 180916-1, nos. 22-23, (d): 180916-4, nos. 13-14, (e): 180916-4, nos. 48-49, (f): 101012-1, nos. 2-3, (g): 101012-1, no. 20, (h): 101012-1, no. 22, (i): 101012-1, no. 29, (j): 100509-2, nos. 4-5, (k): 100509-2, no. 15, (l): 101008-4, nos. 30-31, (m): 101008-4, nos. 42-43, (n): 180920-1, no. 30, (o): 180920-1, nos. 4-5, (p): 180920-1, no. 7, (q): 180919-2, no. 11, (r): 180919-2, no. 14.

Fig. 6 Cathodoluminescence images and analyzed spots with ^{238}U - ^{206}Pb age (Ma) of zircon. White and black open circle shows diameter of laser beam ($25\ \mu\text{m}$). Ages with white open circle are concordant and those with black open circle are discordant. (a): 180916-1, nos. 2-4, (b): 180916-1, nos. 52-54, (c): 180916-1, nos. 22-23, (d): 180916-4, nos. 13-14, (e): 180916-4, nos. 48-49, (f): 101012-1, nos. 2-3, (g): 101012-1, no. 20, (h): 101012-1, no. 22, (i): 101012-1, no. 29, (j): 100509-2, nos. 4-5, (k): 100509-2, no. 15, (l): 101008-4, nos. 30-31, (m): 101008-4, nos. 42-43, (n): 180920-1, no. 30, (o): 180920-1, nos. 4-5, (p): 180920-1, no. 7, (q): 180919-2, no. 11, (r): 180919-2, no. 14.

第1表 2次標準試料(Plešovice)のU-Pbデータ.

Table 1 U-Pb isotopic data of secondary standard zircon (Plešovice).

	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ		$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
100509-2-p6	0.0521 ± 0.0028		0.05599 ± 0.00159		0.4022 ± 0.0241		351.2 ± 10.0		343.2 ± 20.6		291 ± 15		0.13
100509-2-p7	0.0538 ± 0.0023		0.05602 ± 0.00177		0.4154 ± 0.0222		351.4 ± 11.1		352.7 ± 18.8		362 ± 16		0.12
100509-2-p8	0.0525 ± 0.0024		0.05594 ± 0.00228		0.4050 ± 0.0251		350.9 ± 14.3		345.3 ± 21.4		308 ± 14		0.13
100509-2-p9	0.0541 ± 0.0028		0.05523 ± 0.00139		0.4123 ± 0.0234		346.5 ± 8.7		350.5 ± 19.9		377 ± 19		0.11
101008-4-p6	0.0520 ± 0.0037		0.05512 ± 0.00185		0.3951 ± 0.0308		345.9 ± 11.6		338.1 ± 26.4		285 ± 20		0.09
101008-4-p7	0.0542 ± 0.0037		0.05417 ± 0.00204		0.4048 ± 0.0313		340.0 ± 12.8		345.1 ± 26.7		380 ± 26		0.09
101008-4-p8	0.0513 ± 0.0035		0.05406 ± 0.00127		0.3824 ± 0.0273		339.4 ± 8.0		328.8 ± 23.5		255 ± 17		0.09
101012-1-p1	0.0509 ± 0.0028		0.05538 ± 0.00167		0.3889 ± 0.0244		347.5 ± 10.5		333.5 ± 20.9		238 ± 13		0.10
101012-1-p2	0.0536 ± 0.0029		0.05306 ± 0.00213		0.3922 ± 0.0266		333.3 ± 13.4		336.0 ± 22.8		355 ± 19		0.11
101012-1-p3	0.0523 ± 0.0029		0.05465 ± 0.00090		0.3939 ± 0.0231		343.0 ± 5.6		337.2 ± 19.8		298 ± 17		0.13
180916-1-p1	0.0527 ± 0.0025		0.05348 ± 0.00152		0.3883 ± 0.0213		335.9 ± 9.5		333.1 ± 18.3		314 ± 15		0.15
180916-1-p2	0.0535 ± 0.0023		0.05295 ± 0.00080		0.3903 ± 0.0179		332.6 ± 5.0		334.6 ± 15.4		349 ± 15		0.15
180916-1-p3	0.0524 ± 0.0023		0.05281 ± 0.00103		0.3817 ± 0.0186		331.8 ± 6.5		328.3 ± 16.0		304 ± 14		0.15
180916-1-p4	0.0524 ± 0.0021		0.05371 ± 0.00112		0.3877 ± 0.0173		337.3 ± 7.0		332.7 ± 14.9		301 ± 12		0.15
180916-1-p5	0.0510 ± 0.0022		0.05365 ± 0.00100		0.3775 ± 0.0179		336.9 ± 6.2		325.2 ± 15.4		243 ± 11		0.15
180916-1-p6	0.0545 ± 0.0021		0.05328 ± 0.00126		0.4003 ± 0.0181		334.6 ± 7.9		341.9 ± 15.5		392 ± 15		0.15
180916-1-p7	0.0557 ± 0.0024		0.05310 ± 0.00107		0.4075 ± 0.0192		333.5 ± 6.7		347.1 ± 16.3		439 ± 19		0.15
180916-4-p8	0.0542 ± 0.0023		0.05351 ± 0.00130		0.3997 ± 0.0193		336.0 ± 8.1		341.4 ± 16.5		379 ± 16		0.15
180916-4-p9	0.0529 ± 0.0025		0.05341 ± 0.00214		0.3896 ± 0.0239		335.4 ± 13.4		334.0 ± 20.5		325 ± 15		0.15
180916-4-p11	0.0523 ± 0.0025		0.05475 ± 0.00153		0.3945 ± 0.0218		343.6 ± 9.6		337.6 ± 18.7		297 ± 14		0.15
180919-2-p1	0.0536 ± 0.0017		0.05505 ± 0.00112		0.4066 ± 0.0151		345.4 ± 7.0		346.4 ± 12.9		353 ± 11		0.12
180919-2-p2	0.0541 ± 0.0018		0.05335 ± 0.00225		0.3981 ± 0.0214		335.0 ± 14.1		340.3 ± 18.3		377 ± 13		0.11
180919-2-p3	0.0521 ± 0.0022		0.05404 ± 0.00175		0.3885 ± 0.0204		339.3 ± 11.0		333.2 ± 17.5		292 ± 12		0.13
180919-2-p4	0.0526 ± 0.0020		0.05391 ± 0.00140		0.3910 ± 0.0182		338.5 ± 8.8		335.1 ± 15.6		312 ± 12		0.12
180919-2-p5	0.0558 ± 0.0023		0.05392 ± 0.00115		0.4150 ± 0.0192		338.5 ± 7.2		352.5 ± 16.3		446 ± 18		0.13
180920-1-p13	0.0544 ± 0.0027		0.05416 ± 0.00141		0.4060 ± 0.0228		340.0 ± 8.8		346.0 ± 19.4		387 ± 19		0.14
180920-1-p14	0.0538 ± 0.0024		0.05334 ± 0.00117		0.3955 ± 0.0194		335.0 ± 7.4		338.4 ± 16.6		362 ± 16		0.15
180920-1-p15	0.0535 ± 0.0024		0.05301 ± 0.00111		0.3908 ± 0.0191		333.0 ± 7.0		334.9 ± 16.3		349 ± 15		0.15
180920-1-p16	0.0536 ± 0.0023		0.05360 ± 0.00161		0.3962 ± 0.0205		336.6 ± 10.1		338.9 ± 17.6		355 ± 15		0.15

年代は193 Maをピークとする一つのクラスターからなる(第8図B). 年代の加重平均は 192.0 ± 2.4 Ma (MSWD = 3.6, n = 25)である. 本試料のジルコンは、オシラトリ-累帯構造を呈するものがほとんどである. Th/Uは0.75–0.35である(第2表).

180920-1: 42粒子50スポット測定し、コンコーダントなデータとして27スポット得られた. 本試料のU-Pb年代は191 Maをピークとするクラスターからなるが、若い年代に小さいピークが認められる(第8図C). 全データの加重平均のMSDWは6.1である. クラスター分析の結果、 193.5 ± 2.1 Ma (fraction = 0.52), 184.7 ± 2.5 Ma (fraction = 0.37), 171.3 ± 3.1 Ma (fraction = 0.11)の年代が得られた(第3表). 本試料のジルコンは長柱状のものが多く、オシラトリ-累帯構造を呈するものがほとんどである(第6図n-p). Th/Uは0.85–0.15である(第2表).

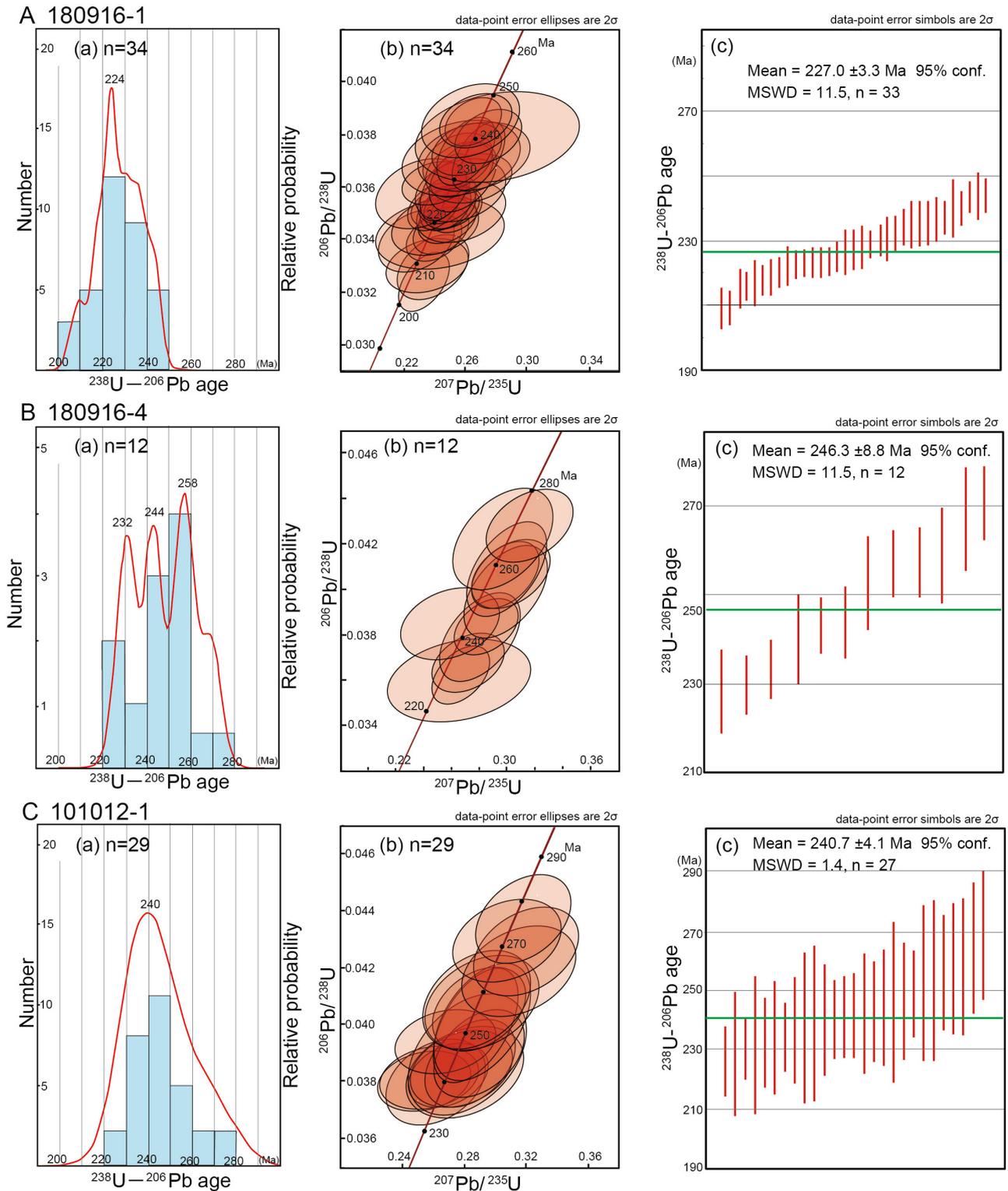
180919-2: 44粒子49スポット測定し、コンコーダントなデータとして16スポット得られた. 本試料のU-Pb

年代は95 Maをピークとする一つのクラスターからなる(第9図). 年代の加重平均は 95.7 ± 1.8 Ma (MSWD=4.5, n = 16)である. 本試料のジルコンは包有物を含むものが多く、オシラトリ-累帯構造を呈するものがほとんどである(第6図q, r). Th/Uは1.26–0.48で、1.00前後のものが多い(第2表).

6. 考察

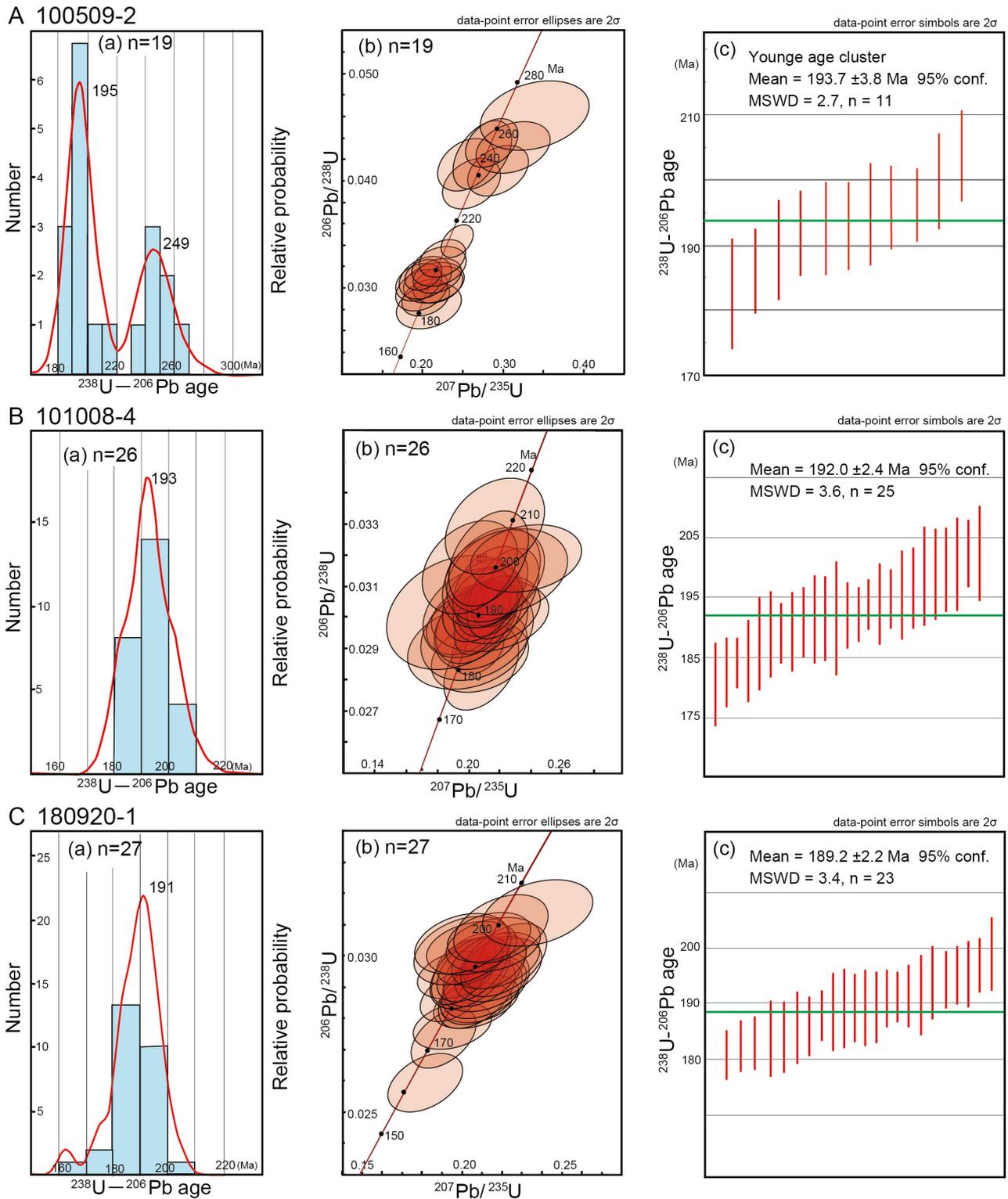
6.1 飛驒古期花崗岩類の貫入年代

宇奈月花崗岩(180916-4)は、クラスター分析の結果、 260.5 ± 3.7 Maと 236.5 ± 3.1 Maの年代が得られた. コアで 243.8 ± 8.1 Ma (Th/U = 0.83), リムで 233.3 ± 6.7 Ma (Th/U = 0.57)を示すジルコンが存在し(第6図e), 両者の年代は誤差の範囲で重なる. また、このジルコンは中心部で明るいCL像、周辺部で暗いCL像を示すが、連続したオシラトリ-累帯構造をなし、0.1以上のTh/U値を示し、マグマ起源である(Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos,



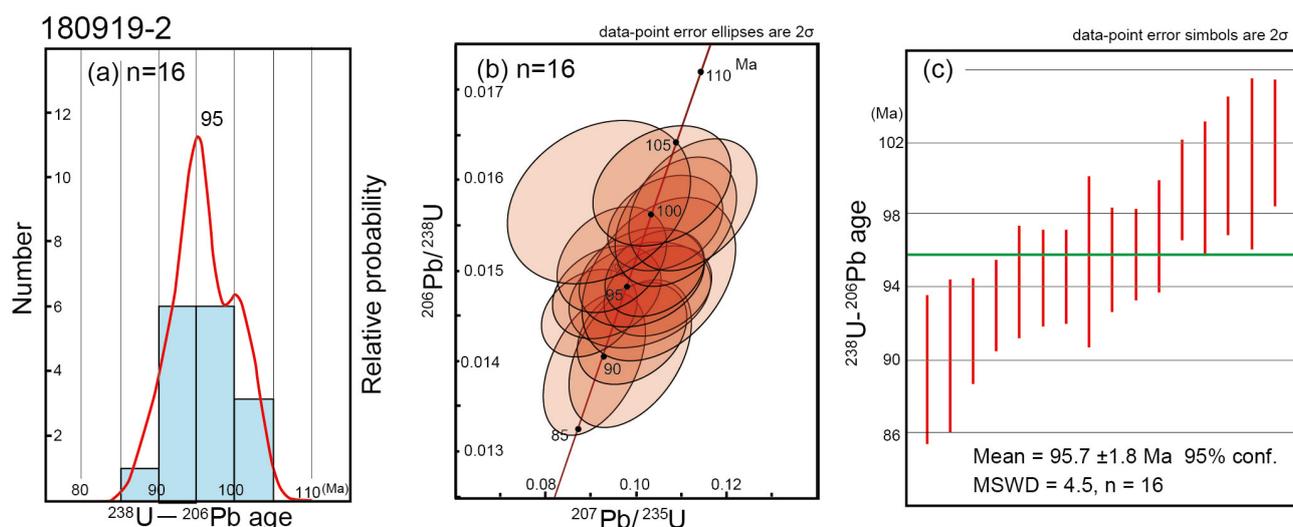
第7図 飛騨古期花崗岩類のジルコン $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 年代の確率分布曲線と年代値のヒストグラム (a), コンコーディア図 (b) 及び $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 年代の加重平均 (c). (A): 早月川花崗岩 (180916-1), (B): 宇奈月花崗岩 (180916-4), (C): 舟川花崗岩 (101012-1). n : 作図に用いたコンコーダントなデータ数.

Fig. 7 Relative probability curve and histogram of zircon $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age (a), Concordia diagram (b) and weighted mean age (c) of zircon $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ age from the Hida Older Granites. (A): Hayatsukigawa Granite (180916-1), (B): Unazuki Granite (180916-4), (C): Funakawa Granite (101012-1). n : number of concordant data of U-Pb age.



第8図 飛騨新期花崗岩類のジルコン ^{238}U - ^{206}Pb 年代の確率分布曲線と年代値のヒストグラム (a), コンコーディア図 (b) 及び ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均 (c). (A): 普通角閃石石英閃緑岩 (100509-2), (B): 毛勝岳花崗岩 (101008-4), (C): 弥太蔵谷石英閃緑岩 (180920-1). n: 作図に用いたコンコルダントなデータ数. (A)の(c)は若い年代のクラスターのみの加重平均.

Fig. 8 Relative probability curve and histogram of zircon ^{238}U - ^{206}Pb age (a) and Concordia diagram (b) of zircon ^{238}U - ^{206}Pb age from the Hida Younger Granites. (A): Hornblende quartz diorite (100509-2), (B): Kekachidake Granite (101008-4), (C): Yatazodani Granite (180920-1). n: number of concordant data of U-Pb age. (c) of (A) is a weighted mean age of the younger cluster.



第9図 白亜紀石英閃緑岩のジルコン ^{238}U - ^{206}Pb 年代の確率分布曲線と年代値のヒストグラム (a), コンコーディア図 (b) および ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均。

Fig. 9 Relative probability curve and histogram of zircon ^{238}U - ^{206}Pb age (a), Concordia diagram (b) and weighted mean of zircon ^{238}U - ^{206}Pb age from the Cretaceous quartz diorite.

2004). よって, クラスタ分析による 236.5 ± 3.1 Ma は本岩の貫入年代を示すと考えられる. 一方, 260.5 ± 3.7 Ma のクラスタに属する年代は, オシラトリ累帯構造を示す自形の再成長リム (年代値はディスコルダントだが, $\text{Th}/\text{U} = 0.78$) をもつジルコンのコアから得られており (第6図d), 本岩を形成したマグマの原岩あるいは周囲の岩石から取り込まれた外来結晶と考えられる.

舟川花崗岩 (101012-1) のジルコンはオシラトリ累帯構造を呈し, Th/U も 0.94 – 0.19 とマグマ起源を示している (Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004). 加重平均値は 240.7 ± 4.1 (MSWD = 1.4, $n = 27$) であり, この年代は貫入年代といえる. ただし, これらの年代を示すジルコンの一部には, 薄い明るいCL像のリムをもち, 内部にまで湾入している部分もある (第6図f, g). この部分の年代は得られていないが, 貫入の末期やその後の熱水によるジルコンの成長部と考えられる (Corfu *et al.*, 2003).

一方, 西部の早月川花崗岩 (180916-1) は, クラスタ分析の結果, 238.4 ± 2.0 Ma (fraction = 0.35), 224.8 ± 1.7 Ma (fraction = 0.44), 213.6 ± 2.6 Ma (fraction = 0.21) の年代が得られた (第3表). 224.8 ± 1.7 Ma のクラスタをなすジルコンはオシラトリ累帯構造を呈し (第6図b, c), Th/U は 0.85 – 0.66 とマグマ起源を示し (Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004), 最大クラスタをなす. よって, 224.8 ± 1.7 Ma が本岩の貫入年代と考えられる. さらに, これらのジルコンには, より明るいCL像のオシラ

トリ累帯構造を呈し, $\text{Th}/\text{U} = 0.87$, 217.8 ± 4.7 Ma のリムの成長部 (第6図b) や, 年代値は得られていないが, 薄い明るいCL像のリム (第6図c) が認められる. 前者の成長部もマグマ起源と考えられるので, クラスタ分析による 213.6 ± 2.6 Ma は, 貫入後の熱水によるジルコンの成長部と考えられる (Corfu, *et al.*, 2003). 一方, クラスタ分析で得られた最も古い年代 238.4 ± 2.0 Ma の年代を示すジルコンも多く含まれるが, それらのジルコンにもリムの成長部が認められる (第6図a). 238.4 ± 2.0 Ma クラスタのジルコンも, オシラトリ累帯構造や 1.00 前後の Th/U 値を示すものが多く, 火成岩起源の外来結晶の可能性が高い.

従来, 早月川花崗岩と, それに南接する大熊山花崗閃緑岩との貫入関係が問題になっていたが (加納, 1990; 原山ほか, 2000), 大熊山花崗閃緑岩からは 191 ± 3 Ma (Takahashi *et al.*, 2010) や 197 ± 3 Ma (Zhao *et al.*, 2013) のジルコンU-Pb年代が報告されているので, 早月川花崗岩の方が大熊山花崗閃緑岩より古い岩体であることが明らかになった. また, Takahashi *et al.* (2010, 2018) や Zhao *et al.* (2013) は, 早月川花崗岩と, それに隣接する眼球状マイロナイト (花崗岩マイロナイト) を同じ岩体としている. しかし, 早月川地域の眼球状マイロナイトからのジルコンU-Pb年代は, 240 ± 3 Ma, 250 ± 2 Ma, 245 ± 2 Ma が報告され, これらの年代は花崗岩マイロナイトの原岩の深成岩類の貫入年代とされている (Ishizaka and Yamaguchi, 1969; Takahashi *et al.*, 2010; Zhao *et al.*, 2013). これらの年代は早月川花崗岩の貫入年代の

第2表 未知試料中のジルコン粒子のU-Pb同位体データ(灰色で網掛けしたデータはディスコードナントなデータ)。

Table 2 U-Pb isotopic data of zircon from unknown samples. Gray-shaded data are discordant data.

100509-2	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²³⁸ U- ²⁰⁶ Pb	2σ		²³⁵ U- ²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
100509-2-3	0.0556 ± 0.0055		0.03819 ± 0.00146		0.2927 ± 0.0310		241.6 ± 9.2		260.7 ± 27.6		437 ± 43		0.44
100509-2-4	0.0515 ± 0.0045		0.04013 ± 0.00138		0.2849 ± 0.0268		253.6 ± 8.7		254.5 ± 23.9		263 ± 23		0.32
100509-2-5	0.0506 ± 0.0054		0.03729 ± 0.00145		0.2599 ± 0.0294		236.0 ± 9.2		234.6 ± 26.5		221 ± 23		0.37
100509-2-6	0.0476 ± 0.0051		0.03862 ± 0.00150		0.2536 ± 0.0291		244.3 ± 9.5		229.5 ± 26.3		82 ± 9		0.41
100509-2-7	0.0527 ± 0.0033		0.03328 ± 0.00095		0.2418 ± 0.0165		211.0 ± 6.0		219.9 ± 15.0		317 ± 20		0.08
100509-2-10	0.0506 ± 0.0061		0.03150 ± 0.00114		0.2199 ± 0.0276		199.9 ± 7.3		201.8 ± 25.3		225 ± 27		0.44
100509-2-11	0.0506 ± 0.0050		0.03207 ± 0.00108		0.2238 ± 0.0235		203.5 ± 6.8		205.1 ± 21.6		224 ± 22		0.40
100509-2-12	0.0524 ± 0.0058		0.03024 ± 0.00106		0.2185 ± 0.0252		192.0 ± 6.7		200.7 ± 23.1		304 ± 33		0.41
100509-2-13	0.0566 ± 0.0065		0.03982 ± 0.00146		0.3110 ± 0.0375		251.7 ± 9.2		275.0 ± 33.2		478 ± 55		0.55
100509-2-14	0.0555 ± 0.0063		0.02924 ± 0.00105		0.2238 ± 0.0266		185.8 ± 6.7		205.1 ± 24.4		434 ± 49		0.37
100509-2-15	0.0463 ± 0.0054		0.03040 ± 0.00107		0.1940 ± 0.0236		193.1 ± 6.8		180.0 ± 21.9		13 ± 2		0.29
100509-2-16	0.0502 ± 0.0058		0.02929 ± 0.00104		0.2026 ± 0.0244		186.1 ± 6.6		187.4 ± 22.6		203 ± 23		0.59
100509-2-17	0.0521 ± 0.0080		0.02873 ± 0.00130		0.2063 ± 0.0332		182.6 ± 8.3		190.4 ± 30.7		289 ± 45		0.41
100509-2-18	0.0480 ± 0.0061		0.02981 ± 0.00120		0.1971 ± 0.0263		189.4 ± 7.6		182.7 ± 24.4		98 ± 12		0.35
100509-2-19	0.0478 ± 0.0059		0.03069 ± 0.00122		0.2022 ± 0.0263		194.9 ± 7.8		187.0 ± 24.4		89 ± 11		0.30
100509-2-20	0.0578 ± 0.0091		0.04210 ± 0.00199		0.3354 ± 0.0553		265.8 ± 12.5		293.7 ± 48.4		522 ± 82		0.78
100509-2-23	0.0559 ± 0.0038		0.04635 ± 0.00157		0.3574 ± 0.0274		292.1 ± 9.9		310.2 ± 23.8		450 ± 31		0.20
100509-2-24	0.0387 ± 0.0059		0.02942 ± 0.00123		0.1572 ± 0.0248		186.9 ± 7.8		148.2 ± 23.4		#N/A ± #N/A		0.37
100509-2-30	0.0738 ± 0.0049		0.02620 ± 0.00118		0.2665 ± 0.0213		166.7 ± 7.5		239.9 ± 19.2		1,036 ± 69		0.70
100509-2-31	0.0505 ± 0.0049		0.03928 ± 0.00195		0.2736 ± 0.0298		248.4 ± 12.4		245.5 ± 26.7		219 ± 21		0.41
100509-2-33	0.0467 ± 0.0042		0.03091 ± 0.00090		0.1991 ± 0.0187		196.3 ± 5.7		184.4 ± 17.3		36 ± 3		0.53
100509-2-34	0.0715 ± 0.0068		0.03306 ± 0.00109		0.3259 ± 0.0326		209.6 ± 6.9		286.4 ± 28.7		972 ± 92		0.83
100509-2-35	0.0508 ± 0.0071		0.03033 ± 0.00115		0.2127 ± 0.0309		192.6 ± 7.3		195.8 ± 28.5		234 ± 33		0.34
100509-2-36	0.0595 ± 0.0061		0.02934 ± 0.00097		0.2406 ± 0.0260		186.4 ± 6.1		218.9 ± 23.7		585 ± 60		0.33
100509-2-37	0.0611 ± 0.0059		0.03389 ± 0.00109		0.2857 ± 0.0290		214.9 ± 6.9		255.2 ± 25.9		645 ± 62		0.53
100509-2-38	0.0478 ± 0.0039		0.04248 ± 0.00120		0.2797 ± 0.0241		268.2 ± 7.6		250.4 ± 21.6		88 ± 7		0.47
100509-2-39	0.0509 ± 0.0055		0.03086 ± 0.00100		0.2168 ± 0.0245		195.9 ± 6.4		199.2 ± 22.5		239 ± 26		0.38
100509-2-40	0.0556 ± 0.0049		0.03989 ± 0.00121		0.3056 ± 0.0287		252.1 ± 7.6		270.8 ± 25.4		436 ± 39		0.5

101008-4	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²³⁸ U- ²⁰⁶ Pb	2σ		²³⁵ U- ²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
101008-4-1	0.0463 ± 0.0055		0.03161 ± 0.00122		0.2019 ± 0.0250		200.6 ± 7.8		186.8 ± 23.1		15 ± 2		0.47
101008-4-2	0.0549 ± 0.0043		0.03034 ± 0.00105		0.2296 ± 0.0197		192.7 ± 6.7		209.9 ± 18.0		409 ± 32		0.49
101008-4-3	0.0505 ± 0.0057		0.03135 ± 0.00121		0.2183 ± 0.0259		199.0 ± 7.7		200.5 ± 23.8		218 ± 24		0.53
101008-4-4	0.0737 ± 0.0050		0.02831 ± 0.00097		0.2876 ± 0.0219		179.9 ± 6.2		256.7 ± 19.5		1,034 ± 70		1.17
101008-4-5	0.0538 ± 0.0028		0.03052 ± 0.00097		0.2263 ± 0.0138		193.8 ± 6.2		207.1 ± 12.6		362 ± 19		0.40
101008-4-6	0.0724 ± 0.0087		0.03156 ± 0.00135		0.3152 ± 0.0400		200.3 ± 8.6		278.2 ± 35.3		999 ± 119		0.41
101008-4-7	0.1997 ± 0.0187		0.03016 ± 0.00148		0.8305 ± 0.0878		191.5 ± 9.4		613.8 ± 64.9		2,825 ± 265		0.37
101008-4-8	0.0615 ± 0.0029		0.02724 ± 0.00088		0.2309 ± 0.0132		173.3 ± 5.6		210.9 ± 12.1		656 ± 31		0.43
101008-4-10	0.0552 ± 0.0051		0.03101 ± 0.00087		0.2360 ± 0.0228		196.9 ± 5.5		215.1 ± 20.8		421 ± 39		0.44
101008-4-11	0.0520 ± 0.0072		0.03147 ± 0.00112		0.2255 ± 0.0322		199.8 ± 7.1		206.5 ± 29.5		285 ± 39		0.35
101008-4-12	0.0628 ± 0.0029		0.02494 ± 0.00054		0.2161 ± 0.0110		158.8 ± 3.4		198.6 ± 10.1		703 ± 32		0.96
101008-4-13	0.0561 ± 0.0050		0.03038 ± 0.00084		0.2350 ± 0.0219		192.9 ± 5.3		214.3 ± 20.0		457 ± 41		0.36
101008-4-14	0.0500 ± 0.0076		0.02904 ± 0.00109		0.2002 ± 0.0314		184.5 ± 6.9		185.3 ± 29.1		195 ± 30		0.56
101008-4-15	0.0537 ± 0.0033		0.02941 ± 0.00068		0.2177 ± 0.0144		186.9 ± 4.3		200.0 ± 13.2		358 ± 22		0.38
101008-4-16	0.0525 ± 0.0053		0.03026 ± 0.00088		0.2191 ± 0.0230		192.2 ± 5.6		201.2 ± 21.1		309 ± 31		0.44
101008-4-17	0.0662 ± 0.0030		0.02595 ± 0.00056		0.2368 ± 0.0118		165.2 ± 3.5		215.8 ± 10.7		812 ± 36		0.37
101008-4-18	0.0505 ± 0.0031		0.03017 ± 0.00111		0.2100 ± 0.0149		191.6 ± 7.1		193.5 ± 13.7		218 ± 13		0.47
101008-4-19	0.0534 ± 0.0046		0.02839 ± 0.00112		0.2090 ± 0.0198		180.5 ± 7.1		192.7 ± 18.2		346 ± 30		0.75
101008-4-20	0.0500 ± 0.0056		0.03129 ± 0.00131		0.2157 ± 0.0257		198.6 ± 8.3		198.3 ± 23.6		195 ± 22		0.48
101008-4-21	0.0526 ± 0.0040		0.03079 ± 0.00118		0.2234 ± 0.0189		195.5 ± 7.5		204.7 ± 17.3		313 ± 24		0.42
101008-4-22	0.0461 ± 0.0083		0.03018 ± 0.00150		0.1919 ± 0.0360		191.7 ± 9.5		178.2 ± 33.4		4 ± 1		0.50
101008-4-23	0.0624 ± 0.0035		0.02503 ± 0.00092		0.2152 ± 0.0144		159.4 ± 5.9		197.9 ± 13.2		687 ± 38		0.35
101008-4-24	0.0987 ± 0.0087		0.03121 ± 0.00134		0.4248 ± 0.0416		198.1 ± 8.5		359.5 ± 35.2		1,600 ± 141		0.60
101008-4-25	0.0486 ± 0.0044		0.03191 ± 0.00126		0.2139 ± 0.0211		202.5 ± 8.0		196.8 ± 19.4		129 ± 12		0.46
101008-4-26	0.0874 ± 0.0034		0.02089 ± 0.00028		0.2516 ± 0.0104		133.3 ± 1.8		227.9 ± 9.4		1,369 ± 54		0.42

20 万分の 1 地質図幅「富山」地域のジルコン U-Pb 年代 (竹内ほか)

第2表 続き.

Table 2 continued.

101008-4-27	0.0541 ± 0.0065	0.03191 ± 0.00088	0.2380 ± 0.0294	202.5 ± 5.6	216.8 ± 26.7	376 ± 45	0.41
101008-4-29	0.0571 ± 0.0054	0.03069 ± 0.00071	0.2415 ± 0.0237	194.8 ± 4.5	219.6 ± 21.5	495 ± 47	0.68
101008-4-30	0.0518 ± 0.0073	0.03007 ± 0.00093	0.2148 ± 0.0311	191.0 ± 5.9	197.6 ± 28.6	277 ± 39	0.39
101008-4-31	0.0525 ± 0.0029	0.02870 ± 0.00043	0.2080 ± 0.0118	182.4 ± 2.7	191.8 ± 10.9	310 ± 17	0.31
101008-4-32	0.0432 ± 0.0042	0.03440 ± 0.00073	0.2051 ± 0.0202	218.0 ± 4.6	189.4 ± 18.7	#N/A ± #N/A	0.46
101008-4-33	0.0640 ± 0.0036	0.03088 ± 0.00050	0.2727 ± 0.0159	196.0 ± 3.1	244.8 ± 14.3	744 ± 42	0.41
101008-4-34	0.0566 ± 0.0067	0.03038 ± 0.00084	0.2371 ± 0.0287	192.9 ± 5.3	216.0 ± 26.1	477 ± 56	0.54
101008-4-35	0.0505 ± 0.0042	0.03070 ± 0.00078	0.2137 ± 0.0184	194.9 ± 5.0	196.7 ± 16.9	218 ± 18	0.42
101008-4-36	0.0460 ± 0.0039	0.03198 ± 0.00081	0.2027 ± 0.0180	202.9 ± 5.2	187.4 ± 16.6	#N/A ± #N/A	0.50
101008-4-38	0.0521 ± 0.0029	0.03055 ± 0.00067	0.2193 ± 0.0130	194.0 ± 4.3	201.3 ± 12.0	289 ± 16	0.50
101008-4-39	0.0525 ± 0.0063	0.02874 ± 0.00092	0.2082 ± 0.0257	182.6 ± 5.8	192.0 ± 23.7	310 ± 37	0.72
101008-4-40	0.0480 ± 0.0044	0.02978 ± 0.00079	0.1969 ± 0.0187	189.2 ± 5.0	182.5 ± 17.3	98 ± 9	0.51
101008-4-41	0.0517 ± 0.0033	0.02898 ± 0.00066	0.2067 ± 0.0138	184.2 ± 4.2	190.7 ± 12.8	274 ± 17	0.44
101008-4-42	0.0512 ± 0.0036	0.03028 ± 0.00072	0.2136 ± 0.0157	192.3 ± 4.6	196.6 ± 14.5	249 ± 17	0.36
101008-4-43	0.0510 ± 0.0057	0.02974 ± 0.00113	0.2091 ± 0.0246	188.9 ± 7.2	192.8 ± 22.7	241 ± 27	0.61
101008-4-44	0.0496 ± 0.0044	0.03056 ± 0.00108	0.2089 ± 0.0201	194.0 ± 6.8	192.6 ± 18.5	176 ± 16	0.38
101008-4-46	0.0479 ± 0.0055	0.03294 ± 0.00125	0.2177 ± 0.0262	208.9 ± 7.9	200.0 ± 24.1	96 ± 11	0.46
101008-4-47	0.0504 ± 0.0042	0.03098 ± 0.00107	0.2152 ± 0.0195	196.7 ± 6.8	197.9 ± 18.0	213 ± 18	0.50
101008-4-48	0.0497 ± 0.0045	0.02981 ± 0.00105	0.2041 ± 0.0198	189.4 ± 6.7	188.6 ± 18.3	180 ± 16	0.71
101008-4-49	0.0565 ± 0.0071	0.03048 ± 0.00125	0.2376 ± 0.0314	193.6 ± 7.9	216.4 ± 28.6	474 ± 59	0.44
101008-4-50	0.0507 ± 0.0070	0.02951 ± 0.00123	0.2062 ± 0.0297	187.5 ± 7.8	190.4 ± 27.4	228 ± 31	0.60
101008-4-51	0.0487 ± 0.0058	0.03014 ± 0.00117	0.2025 ± 0.0253	191.5 ± 7.4	187.3 ± 23.4	135 ± 16	0.64

101012-1	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U			
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ		$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	2σ	
101012-1-1	0.0558 ± 0.0048		0.04022 ± 0.00137		0.3093 ± 0.0287		254.2 ± 8.6		273.7 ± 25.4		444 ± 38	0.32
101012-1-2	0.0511 ± 0.0047		0.04091 ± 0.00141		0.2881 ± 0.0286		258.5 ± 8.9		257.0 ± 25.5		245 ± 23	0.31
101012-1-3	0.0575 ± 0.0037		0.03737 ± 0.00117		0.2960 ± 0.0214		236.5 ± 7.4		263.3 ± 19.0		509 ± 33	0.14
101012-1-4	0.1101 ± 0.0086		0.04117 ± 0.00152		0.6248 ± 0.0538		260.1 ± 9.6		492.8 ± 42.5		1,801 ± 140	0.28
101012-1-5	0.0538 ± 0.0041		0.03901 ± 0.00127		0.2896 ± 0.0240		246.7 ± 8.0		258.2 ± 21.4		365 ± 28	0.52
101012-1-6	0.0462 ± 0.0038		0.03740 ± 0.00122		0.2384 ± 0.0211		236.7 ± 7.7		217.1 ± 19.2		10 ± 1	0.52
101012-1-7	0.0776 ± 0.0094		0.03957 ± 0.00171		0.4232 ± 0.0547		250.2 ± 10.8		358.4 ± 46.3		1,136 ± 138	0.67
101012-1-8	0.0532 ± 0.0041		0.03867 ± 0.00127		0.2836 ± 0.0238		244.6 ± 8.0		253.5 ± 21.3		338 ± 26	0.51
101012-1-9	0.0497 ± 0.0058		0.03781 ± 0.00173		0.2592 ± 0.0323		239.2 ± 11.0		234.0 ± 29.2		183 ± 21	0.33
101012-1-10	0.0529 ± 0.0029		0.03617 ± 0.00145		0.2639 ± 0.0177		229.0 ± 9.2		237.8 ± 16.0		326 ± 18	0.94
101012-1-11	0.0527 ± 0.0041		0.04013 ± 0.00169		0.2915 ± 0.0257		253.6 ± 10.7		259.8 ± 22.9		316 ± 24	0.20
101012-1-12	0.0521 ± 0.0035		0.04001 ± 0.00164		0.2872 ± 0.0225		252.9 ± 10.4		256.4 ± 20.1		289 ± 19	0.33
101012-1-13	0.0528 ± 0.0055		0.03757 ± 0.00168		0.2735 ± 0.0310		237.8 ± 10.7		245.5 ± 27.8		320 ± 33	0.43
101012-1-14	0.0724 ± 0.0066		0.03562 ± 0.00160		0.3558 ± 0.0360		225.6 ± 10.1		309.0 ± 31.3		999 ± 91	0.38
101012-1-15	0.0524 ± 0.0053		0.03899 ± 0.00173		0.2819 ± 0.0312		246.6 ± 11.0		252.2 ± 27.9		305 ± 31	0.36
101012-1-16	0.0512 ± 0.0046		0.03663 ± 0.00158		0.2586 ± 0.0256		231.9 ± 10.0		233.5 ± 23.1		250 ± 22	0.36
101012-1-17	0.0519 ± 0.0038		0.03642 ± 0.00070		0.2607 ± 0.0196		230.6 ± 4.4		235.2 ± 17.7		282 ± 21	0.62
101012-1-18	0.0907 ± 0.0076		0.04141 ± 0.00107		0.5179 ± 0.0455		261.6 ± 6.8		423.7 ± 37.2		1,441 ± 121	0.30
101012-1-19	0.0484 ± 0.0046		0.03804 ± 0.00087		0.2540 ± 0.0248		240.7 ± 5.5		229.8 ± 22.4		121 ± 11	0.35
101012-1-20	0.0497 ± 0.0047		0.03578 ± 0.00083		0.2450 ± 0.0241		226.6 ± 5.2		222.5 ± 21.9		180 ± 17	0.34
101012-1-21	0.0492 ± 0.0048		0.03943 ± 0.00092		0.2676 ± 0.0267		249.3 ± 5.8		240.8 ± 24.0		159 ± 15	0.09
101012-1-22	0.0489 ± 0.0048		0.03816 ± 0.00090		0.2572 ± 0.0261		241.4 ± 5.7		232.4 ± 23.6		143 ± 14	0.50
101012-1-24	0.0572 ± 0.0026		0.04132 ± 0.00061		0.3257 ± 0.0154		261.0 ± 3.9		286.2 ± 13.6		498 ± 22	0.51
101012-1-25	0.0524 ± 0.0049		0.03848 ± 0.00110		0.2780 ± 0.0270		243.4 ± 7.0		249.0 ± 24.2		303 ± 28	0.33
101012-1-26	0.0511 ± 0.0038		0.03826 ± 0.00092		0.2696 ± 0.0212		242.0 ± 5.8		242.4 ± 19.1		247 ± 18	0.45
101012-1-27	0.0617 ± 0.0043		0.03815 ± 0.00093		0.3243 ± 0.0241		241.4 ± 5.9		285.2 ± 21.2		663 ± 47	0.32
101012-1-28	0.0519 ± 0.0046		0.04298 ± 0.00119		0.3075 ± 0.0288		271.3 ± 7.5		272.2 ± 25.5		281 ± 25	0.45
101012-1-29	0.0527 ± 0.0048		0.03679 ± 0.00103		0.2674 ± 0.0253		232.9 ± 6.5		240.6 ± 22.8		317 ± 29	0.41
101012-1-31	0.0638 ± 0.0034		0.03074 ± 0.00065		0.2705 ± 0.0155		195.2 ± 4.1		243.1 ± 13.9		737 ± 39	0.12
101012-1-32	0.0497 ± 0.0029		0.03706 ± 0.00078		0.2538 ± 0.0160		234.6 ± 5.0		229.6 ± 14.4		180 ± 11	0.30
101012-1-34	0.0529 ± 0.0046		0.03744 ± 0.00119		0.2732 ± 0.0255		236.9 ± 7.5		245.2 ± 22.9		326 ± 29	0.48
101012-1-35	0.0599 ± 0.0041		0.04022 ± 0.00120		0.3324 ± 0.0249		254.2 ± 7.6		291.4 ± 21.8		602 ± 41	0.28
101012-1-36	0.0499 ± 0.0047		0.03800 ± 0.00123		0.2613 ± 0.0262		240.4 ± 7.8		235.7 ± 23.6		190 ± 18	0.54

第2表 続き.

Table 2 continued.

101012-1-37	0.0518 ± 0.0051	0.04080 ± 0.00135	0.2914 ± 0.0301	257.8 ± 8.5	259.7 ± 26.8	277 ± 27	0.42
101012-1-38	0.0555 ± 0.0051	0.03755 ± 0.00122	0.2876 ± 0.0278	237.6 ± 7.7	256.6 ± 24.8	434 ± 40	0.50
101012-1-39	0.0531 ± 0.0056	0.03834 ± 0.00132	0.2805 ± 0.0311	242.6 ± 8.3	251.0 ± 27.8	332 ± 35	0.29
101012-1-40	0.0471 ± 0.0044	0.03812 ± 0.00121	0.2474 ± 0.0242	241.2 ± 7.7	224.5 ± 22.0	53 ± 5	0.65
101012-1-42	0.0564 ± 0.0044	0.03547 ± 0.00106	0.2759 ± 0.0231	224.7 ± 6.7	247.4 ± 20.7	469 ± 37	0.51
101012-1-43	0.0558 ± 0.0039	0.03593 ± 0.00104	0.2764 ± 0.0211	227.6 ± 6.6	247.8 ± 18.9	444 ± 31	0.61
101012-1-44	0.0518 ± 0.0041	0.04057 ± 0.00120	0.2896 ± 0.0247	256.4 ± 7.6	258.2 ± 22.0	276 ± 22	0.51
101012-1-45	0.0734 ± 0.0046	0.04217 ± 0.00121	0.4268 ± 0.0293	266.3 ± 7.6	360.9 ± 24.7	1,025 ± 64	0.17
101012-1-47	0.0527 ± 0.0039	0.04374 ± 0.00127	0.3180 ± 0.0252	276.0 ± 8.0	280.3 ± 22.2	318 ± 23	0.19
101012-1-48	0.0544 ± 0.0062	0.03704 ± 0.00129	0.2779 ± 0.0329	234.5 ± 8.2	249.0 ± 29.5	389 ± 44	0.44
101012-1-49	0.0546 ± 0.0049	0.04191 ± 0.00131	0.3153 ± 0.0301	264.7 ± 8.3	278.3 ± 26.6	395 ± 36	0.24
101012-1-50	0.0545 ± 0.0044	0.04259 ± 0.00128	0.3199 ± 0.0277	268.9 ± 8.1	281.9 ± 24.4	391 ± 32	0.33

180916-1	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²³⁸ U- ²⁰⁶ Pb	2σ		²³⁵ U- ²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ
180916-1-1	0.0524 ± 0.0026		0.03242 ± 0.00093		0.2341 ± 0.0135		205.7 ± 5.9		213.5 ± 12.3		302 ± 15		2.04
180916-1-2	0.0517 ± 0.0032		0.03642 ± 0.00108		0.2594 ± 0.0179		230.6 ± 6.9		234.2 ± 16.1		270 ± 17		1.19
180916-1-3	0.0507 ± 0.0026		0.03740 ± 0.00107		0.2615 ± 0.0154		236.7 ± 6.8		235.8 ± 13.9		228 ± 12		0.58
180916-1-4	0.0727 ± 0.0067		0.03852 ± 0.00137		0.3859 ± 0.0380		243.7 ± 8.7		331.3 ± 32.6		1,005 ± 92		0.50
180916-1-5	0.0528 ± 0.0038		0.03298 ± 0.00102		0.2399 ± 0.0188		209.2 ± 6.5		218.4 ± 17.1		319 ± 23		1.04
180916-1-6	0.0696 ± 0.0055		0.03398 ± 0.00112		0.3259 ± 0.0278		215.4 ± 7.1		286.4 ± 24.4		916 ± 72		0.67
180916-1-7	0.0501 ± 0.0024		0.03601 ± 0.00104		0.2486 ± 0.0138		228.1 ± 6.6		225.4 ± 12.5		199 ± 9		0.14
180916-1-8	0.0525 ± 0.0023		0.03721 ± 0.00106		0.2694 ± 0.0139		235.5 ± 6.7		242.2 ± 12.5		308 ± 13		0.08
180916-1-10	0.0731 ± 0.0032		0.03418 ± 0.00055		0.3447 ± 0.0159		216.7 ± 3.5		300.7 ± 13.9		1,018 ± 44		1.22
180916-1-11	0.0517 ± 0.0070		0.03427 ± 0.00110		0.2444 ± 0.0340		217.2 ± 7.0		222.0 ± 30.9		274 ± 37		0.96
180916-1-12	0.0510 ± 0.0036		0.03524 ± 0.00068		0.2477 ± 0.0180		223.3 ± 4.3		224.7 ± 16.4		240 ± 17		1.27
180916-1-13	0.0541 ± 0.0036		0.03376 ± 0.00064		0.2518 ± 0.0175		214.1 ± 4.1		228.0 ± 15.9		375 ± 25		1.05
180916-1-14	0.0483 ± 0.0033		0.03616 ± 0.00068		0.2407 ± 0.0171		229.0 ± 4.3		219.0 ± 15.5		113 ± 8		1.08
180916-1-16	0.0528 ± 0.0041		0.03637 ± 0.00077		0.2646 ± 0.0214		230.3 ± 4.9		238.4 ± 19.3		320 ± 25		0.38
180916-1-17	0.0537 ± 0.0034		0.03452 ± 0.00076		0.2554 ± 0.0172		218.8 ± 4.8		230.9 ± 15.5		357 ± 23		0.80
180916-1-18	0.0519 ± 0.0030		0.03477 ± 0.00073		0.2490 ± 0.0154		220.3 ± 4.7		225.8 ± 14.0		284 ± 17		1.33
180916-1-19	0.0518 ± 0.0046		0.03303 ± 0.00084		0.2361 ± 0.0216		209.5 ± 5.3		215.2 ± 19.7		279 ± 25		0.53
180916-1-20	0.0562 ± 0.0037		0.03538 ± 0.00080		0.2743 ± 0.0192		224.1 ± 5.1		246.1 ± 17.2		462 ± 31		1.03
180916-1-21	0.0525 ± 0.0026		0.03516 ± 0.00071		0.2547 ± 0.0137		222.8 ± 4.5		230.3 ± 12.4		309 ± 15		1.57
180916-1-22	0.0512 ± 0.0029		0.03409 ± 0.00071		0.2406 ± 0.0147		216.1 ± 4.5		218.9 ± 13.4		250 ± 14		0.94
180916-1-23	0.1170 ± 0.0065		0.03568 ± 0.00086		0.5758 ± 0.0347		226.0 ± 5.4		461.8 ± 27.8		1,912 ± 106		0.67
180916-1-24	0.0507 ± 0.0046		0.03453 ± 0.00090		0.2415 ± 0.0229		218.9 ± 5.7		219.6 ± 20.9		228 ± 21		0.72
180916-1-25	0.0504 ± 0.0059		0.03713 ± 0.00117		0.2580 ± 0.0313		235.0 ± 7.4		233.1 ± 28.3		214 ± 25		0.64
180916-1-26	0.0689 ± 0.0024		0.02450 ± 0.00051		0.2328 ± 0.0093		156.0 ± 3.2		212.5 ± 8.5		897 ± 31		1.40
180916-1-27	0.0521 ± 0.0046		0.03591 ± 0.00098		0.2577 ± 0.0240		227.4 ± 6.2		232.8 ± 21.7		288 ± 26		0.76
180916-1-28	0.0534 ± 0.0047		0.03508 ± 0.00095		0.2582 ± 0.0236		222.3 ± 6.0		233.2 ± 21.3		346 ± 30		0.76
180916-1-29	0.0553 ± 0.0038		0.03569 ± 0.00088		0.2721 ± 0.0199		226.1 ± 5.5		244.4 ± 17.9		425 ± 29		0.79
180916-1-30	0.0543 ± 0.0042		0.03455 ± 0.00088		0.2586 ± 0.0210		219.0 ± 5.6		233.6 ± 18.9		383 ± 29		1.23
180916-1-31	0.0508 ± 0.0033		0.03670 ± 0.00087		0.2570 ± 0.0180		232.3 ± 5.5		232.3 ± 16.2		232 ± 15		1.13
180916-1-32	0.0501 ± 0.0034		0.03701 ± 0.00088		0.2559 ± 0.0183		234.3 ± 5.6		231.4 ± 16.6		202 ± 14		0.83
180916-1-33	0.0507 ± 0.0034		0.03746 ± 0.00081		0.2618 ± 0.0185		237.1 ± 5.1		236.1 ± 16.7		228 ± 15		1.31
180916-1-34	0.0559 ± 0.0035		0.03627 ± 0.00077		0.2797 ± 0.0184		229.7 ± 4.9		250.4 ± 16.5		450 ± 28		0.14
180916-1-35	0.0558 ± 0.0038		0.03923 ± 0.00088		0.3019 ± 0.0218		248.1 ± 5.5		267.9 ± 19.4		446 ± 31		0.76
180916-1-36	0.0593 ± 0.0032		0.04038 ± 0.00082		0.3303 ± 0.0192		255.2 ± 5.2		289.8 ± 16.8		579 ± 31		0.97
180916-1-37	0.0501 ± 0.0026		0.03851 ± 0.00075		0.2661 ± 0.0148		243.6 ± 4.8		239.6 ± 13.4		201 ± 11		0.56
180916-1-38	0.0503 ± 0.0034		0.03857 ± 0.00084		0.2675 ± 0.0191		244.0 ± 5.3		240.7 ± 17.2		210 ± 14		0.83
180916-1-39	0.0515 ± 0.0026		0.03530 ± 0.00069		0.2507 ± 0.0138		223.6 ± 4.4		227.2 ± 12.5		265 ± 14		0.60
180916-1-40	0.0538 ± 0.0080		0.03794 ± 0.00141		0.2815 ± 0.0433		240.0 ± 8.9		251.9 ± 38.7		364 ± 54		0.47
180916-1-41	0.0489 ± 0.0040		0.03397 ± 0.00096		0.2292 ± 0.0200		215.4 ± 6.1		209.5 ± 18.3		145 ± 12		0.68
180916-1-42	0.0818 ± 0.0038		0.02896 ± 0.00073		0.3268 ± 0.0172		184.0 ± 4.6		287.1 ± 15.1		1,242 ± 58		0.93
180916-1-43	0.0537 ± 0.0030		0.03553 ± 0.00089		0.2630 ± 0.0160		225.0 ± 5.7		237.1 ± 14.4		358 ± 20		1.35
180916-1-44	0.0436 ± 0.0036		0.04146 ± 0.00115		0.2492 ± 0.0218		261.8 ± 7.3		225.9 ± 19.8		#N/A ± #N/A		1.14
180916-1-45	0.0559 ± 0.0042		0.03606 ± 0.00101		0.2782 ± 0.0224		228.4 ± 6.4		249.2 ± 20.1		451 ± 34		1.42

20 万分の 1 地質図幅「富山」地域のジルコン U-Pb 年代 (竹内ほか)

第2表 続き.

Table 2 continued.

180916-1-46	0.0471 ± 0.0047	0.03577 ± 0.00108	0.2325 ± 0.0241	226.5 ± 6.9	212.3 ± 22.0	57 ± 6	0.56
180916-1-48	0.0497 ± 0.0047	0.03857 ± 0.00115	0.2641 ± 0.0260	243.9 ± 7.3	238.0 ± 23.4	180 ± 17	0.57
180916-1-49	0.0508 ± 0.0029	0.03557 ± 0.00077	0.2491 ± 0.0153	225.3 ± 4.9	225.9 ± 13.9	232 ± 13	0.77
180916-1-51	0.0520 ± 0.0056	0.03719 ± 0.00109	0.2664 ± 0.0295	235.4 ± 6.9	239.8 ± 26.6	284 ± 30	0.85
180916-1-52	0.0459 ± 0.0028	0.03875 ± 0.00084	0.2454 ± 0.0157	245.1 ± 5.3	222.8 ± 14.3	#N/A ± #N/A	0.66
180916-1-53	0.0511 ± 0.0025	0.03525 ± 0.00073	0.2481 ± 0.0134	223.3 ± 4.6	225.0 ± 12.1	244 ± 12	0.85
180916-1-54	0.0518 ± 0.0029	0.03436 ± 0.00074	0.2453 ± 0.0147	217.8 ± 4.7	222.7 ± 13.3	276 ± 15	0.87
180916-1-55	0.0494 ± 0.0026	0.03526 ± 0.00074	0.2402 ± 0.0135	223.4 ± 4.7	218.6 ± 12.3	168 ± 9	0.91
180916-1-56	0.0527 ± 0.0031	0.03795 ± 0.00084	0.2757 ± 0.0175	240.1 ± 5.3	247.3 ± 15.7	316 ± 19	1.13

180916-4	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ		$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
180916-4-1	0.0718 ± 0.0026		0.02802 ± 0.00067		0.2773 ± 0.0119		178.1 ± 4.3		248.5 ± 10.7		980 ± 35		1.07
180916-4-2	0.0595 ± 0.0024		0.03914 ± 0.00095		0.3211 ± 0.0151		247.5 ± 6.0		282.8 ± 13.3		586 ± 24		0.83
180916-4-3	0.0536 ± 0.0033		0.03843 ± 0.00101		0.2840 ± 0.0188		243.1 ± 6.4		253.8 ± 16.8		354 ± 22		0.57
180916-4-4	0.0655 ± 0.0033		0.03365 ± 0.00086		0.3037 ± 0.0174		213.3 ± 5.5		269.3 ± 15.4		789 ± 40		0.60
180916-4-5	0.0683 ± 0.0027		0.02912 ± 0.00071		0.2742 ± 0.0126		185.1 ± 4.5		246.1 ± 11.3		878 ± 34		0.89
180916-4-6	0.0837 ± 0.0032		0.02155 ± 0.00053		0.2487 ± 0.0114		137.4 ± 3.4		225.5 ± 10.3		1,286 ± 50		1.06
180916-4-8	0.0627 ± 0.0036		0.04006 ± 0.00106		0.3463 ± 0.0218		253.2 ± 6.7		301.9 ± 19.0		698 ± 40		1.09
180916-4-9	0.0694 ± 0.0027		0.03105 ± 0.00123		0.2972 ± 0.0166		197.1 ± 7.8		264.2 ± 14.8		912 ± 36		1.10
180916-4-10	0.0541 ± 0.0039		0.03997 ± 0.00167		0.2981 ± 0.0247		252.6 ± 10.6		264.9 ± 21.9		376 ± 27		0.72
180916-4-11	0.0623 ± 0.0036		0.03382 ± 0.00139		0.2905 ± 0.0206		214.4 ± 8.8		259.0 ± 18.3		685 ± 40		0.93
180916-4-12	0.0534 ± 0.0039		0.03794 ± 0.00159		0.2795 ± 0.0237		240.1 ± 10.1		250.2 ± 21.2		347 ± 26		1.00
180916-4-13	0.0583 ± 0.0025		0.03365 ± 0.00134		0.2704 ± 0.0159		213.3 ± 8.5		243.0 ± 14.3		541 ± 23		0.78
180916-4-14	0.0508 ± 0.0045		0.04229 ± 0.00184		0.2963 ± 0.0294		267.0 ± 11.6		263.5 ± 26.2		233 ± 21		0.60
180916-4-15	0.0640 ± 0.0039		0.04342 ± 0.00179		0.3830 ± 0.0281		274.0 ± 11.3		329.3 ± 24.2		741 ± 45		0.52
180916-4-16	0.0530 ± 0.0035		0.04096 ± 0.00170		0.2991 ± 0.0235		258.8 ± 10.7		265.7 ± 20.9		328 ± 22		0.71
180916-4-26	0.0570 ± 0.0028		0.03931 ± 0.00113		0.3089 ± 0.0177		248.6 ± 7.1		273.3 ± 15.7		492 ± 24		0.66
180916-4-27	0.0531 ± 0.0030		0.03628 ± 0.00106		0.2659 ± 0.0169		229.7 ± 6.7		239.4 ± 15.2		336 ± 19		1.25
180916-4-28	0.0577 ± 0.0026		0.03886 ± 0.00110		0.3089 ± 0.0163		245.7 ± 6.9		273.4 ± 14.5		517 ± 23		0.59
180916-4-29	0.0577 ± 0.0024		0.03772 ± 0.00105		0.2999 ± 0.0149		238.7 ± 6.7		266.3 ± 13.3		517 ± 21		0.84
180916-4-30	0.0671 ± 0.0030		0.03393 ± 0.00096		0.3139 ± 0.0165		215.1 ± 6.1		277.2 ± 14.5		841 ± 37		0.83
180916-4-31	0.0559 ± 0.0033		0.03381 ± 0.00100		0.2604 ± 0.0172		214.4 ± 6.3		235.0 ± 15.5		447 ± 26		1.29
180916-4-32	0.0623 ± 0.0026		0.02998 ± 0.00084		0.2574 ± 0.0130		190.4 ± 5.4		232.6 ± 11.8		684 ± 29		0.91
180916-4-33	0.0531 ± 0.0032		0.04070 ± 0.00120		0.2980 ± 0.0199		257.2 ± 7.6		264.8 ± 17.7		333 ± 20		0.72
180916-4-34	0.0881 ± 0.0033		0.02187 ± 0.00060		0.2658 ± 0.0124		139.5 ± 3.9		239.4 ± 11.2		1,386 ± 52		0.93
180916-4-36	0.0538 ± 0.0026		0.03692 ± 0.00104		0.2737 ± 0.0152		233.7 ± 6.6		245.7 ± 13.6		362 ± 17		1.08
180916-4-37	0.0541 ± 0.0028		0.03873 ± 0.00110		0.2886 ± 0.0169		244.9 ± 6.9		257.5 ± 15.0		374 ± 19		0.89
180916-4-38	0.0534 ± 0.0040		0.04287 ± 0.00133		0.3154 ± 0.0257		270.6 ± 8.4		278.3 ± 22.7		345 ± 26		0.63
180916-4-39	0.0538 ± 0.0038		0.04073 ± 0.00124		0.3020 ± 0.0232		257.4 ± 7.8		267.9 ± 20.6		362 ± 26		0.51
180916-4-40	0.0623 ± 0.0025		0.03192 ± 0.00088		0.2740 ± 0.0134		202.5 ± 5.6		245.9 ± 12.0		683 ± 28		1.30
180916-4-41	0.0769 ± 0.0028		0.03698 ± 0.00101		0.3922 ± 0.0177		234.1 ± 6.4		336.0 ± 15.1		1,119 ± 40		1.25
180916-4-42	0.0532 ± 0.0082		0.03605 ± 0.00150		0.2645 ± 0.0421		228.3 ± 9.5		238.3 ± 37.9		338 ± 52		0.95
180916-4-43	0.0905 ± 0.0044		0.01849 ± 0.00050		0.2307 ± 0.0128		118.1 ± 3.2		210.8 ± 11.7		1,437 ± 69		1.10
180916-4-44	0.0664 ± 0.0031		0.03036 ± 0.00080		0.2780 ± 0.0149		192.8 ± 5.1		249.1 ± 13.4		820 ± 38		0.88
180916-4-45	0.0745 ± 0.0031		0.02799 ± 0.00072		0.2873 ± 0.0141		177.9 ± 4.6		256.4 ± 12.6		1,054 ± 44		1.10
180916-4-46	0.0790 ± 0.0034		0.02482 ± 0.00065		0.2705 ± 0.0136		158.1 ± 4.1		243.1 ± 12.2		1,174 ± 51		0.92
180916-4-47	0.0817 ± 0.0032		0.02460 ± 0.00063		0.2772 ± 0.0130		156.7 ± 4.0		248.4 ± 11.7		1,239 ± 49		1.15
180916-4-48	0.0534 ± 0.0039		0.03685 ± 0.00107		0.2711 ± 0.0213		233.3 ± 6.7		243.5 ± 19.2		344 ± 25		0.57
180916-4-49	0.0486 ± 0.0052		0.03854 ± 0.00128		0.2581 ± 0.0291		243.8 ± 8.1		233.1 ± 26.3		127 ± 14		0.83
180916-4-50	0.0574 ± 0.0029		0.03695 ± 0.00098		0.2924 ± 0.0169		233.9 ± 6.2		260.5 ± 15.0		507 ± 26		0.67

180919-2	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U				
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ		$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ
180919-2-1	0.0577 ± 0.0068		0.01483 ± 0.00056		0.1180 ± 0.0145		94.9 ± 3.6		113.2 ± 14.0		519 ± 61		0.99
180919-2-2	0.0544 ± 0.0043		0.01484 ± 0.00038		0.1114 ± 0.0093		95.0 ± 2.4		107.3 ± 8.9		390 ± 31		1.40
180919-2-4	0.0496 ± 0.0046		0.01554 ± 0.00043		0.1064 ± 0.0103		99.4 ± 2.8		102.6 ± 9.9		179 ± 17		0.95
180919-2-5	0.0574 ± 0.0066		0.01464 ± 0.00054		0.1158 ± 0.0140		93.7 ± 3.4		111.3 ± 13.4		506 ± 58		0.84

第2表 続き.
Table 2 continued.

180919-2-6	0.0598 ± 0.0077	0.01612 ± 0.00069	0.1328 ± 0.0181	103.1 ± 4.4	126.6 ± 17.2	596 ± 77	0.94
180919-2-8	0.0577 ± 0.0047	0.01371 ± 0.00036	0.1092 ± 0.0093	87.8 ± 2.3	105.2 ± 9.0	521 ± 42	1.36
180919-2-9	0.0541 ± 0.0050	0.01412 ± 0.00041	0.1054 ± 0.0102	90.4 ± 2.6	101.8 ± 9.9	377 ± 35	1.09
180919-2-10	0.0511 ± 0.0037	0.01428 ± 0.00035	0.1007 ± 0.0076	91.4 ± 2.3	97.4 ± 7.4	246 ± 18	1.28
180919-2-11	0.0496 ± 0.0061	0.01475 ± 0.00048	0.1009 ± 0.0128	94.4 ± 3.1	97.6 ± 12.3	177 ± 22	0.79
180919-2-12	0.0708 ± 0.0064	0.01820 ± 0.00055	0.1777 ± 0.0169	116.3 ± 3.5	166.0 ± 15.8	952 ± 86	0.69
180919-2-13	0.1079 ± 0.0122	0.01458 ± 0.00059	0.2169 ± 0.0261	93.3 ± 3.7	199.3 ± 24.0	1,764 ± 200	0.81
180919-2-14	0.0504 ± 0.0041	0.01499 ± 0.00039	0.1041 ± 0.0089	95.9 ± 2.5	100.5 ± 8.6	213 ± 17	1.25
180919-2-15	0.0902 ± 0.0082	0.01463 ± 0.00047	0.1819 ± 0.0175	93.6 ± 3.0	169.7 ± 16.3	1,430 ± 130	1.12
180919-2-16	0.0824 ± 0.0121	0.01639 ± 0.00073	0.1861 ± 0.0286	104.8 ± 4.7	173.3 ± 26.7	1,254 ± 185	0.96
180919-2-18	0.0511 ± 0.0062	0.01492 ± 0.00074	0.1050 ± 0.0138	95.5 ± 4.7	101.4 ± 13.4	244 ± 30	0.94
180919-2-19	0.0530 ± 0.0043	0.01437 ± 0.00065	0.1050 ± 0.0097	92.0 ± 4.2	101.4 ± 9.4	330 ± 27	1.33
180919-2-20	0.0881 ± 0.0088	0.01359 ± 0.00068	0.1651 ± 0.0185	87.0 ± 4.4	155.1 ± 17.4	1,385 ± 139	1.05
180919-2-22	0.0471 ± 0.0043	0.01399 ± 0.00064	0.0908 ± 0.0092	89.5 ± 4.1	88.2 ± 9.0	53 ± 5	1.26
180919-2-24	0.0507 ± 0.0051	0.01410 ± 0.00066	0.0986 ± 0.0110	90.3 ± 4.2	95.5 ± 10.7	229 ± 23	1.26
180919-2-25	0.0550 ± 0.0056	0.01492 ± 0.00071	0.1132 ± 0.0128	95.5 ± 4.5	108.9 ± 12.3	415 ± 42	1.17
180919-2-26	0.0637 ± 0.0049	0.01583 ± 0.00057	0.1390 ± 0.0117	101.2 ± 3.7	132.2 ± 11.2	732 ± 56	1.26
180919-2-27	0.0522 ± 0.0047	0.01505 ± 0.00056	0.1082 ± 0.0105	96.3 ± 3.6	104.4 ± 10.1	293 ± 26	1.02
180919-2-29	0.0408 ± 0.0052	0.01500 ± 0.00060	0.0843 ± 0.0113	95.9 ± 3.8	82.1 ± 11.0	#N/A ± #N/A	1.00
180919-2-30	0.0422 ± 0.0073	0.01577 ± 0.00074	0.0918 ± 0.0164	100.9 ± 4.7	89.2 ± 16.0	#N/A ± #N/A	0.52
180919-2-32	0.0518 ± 0.0050	0.01575 ± 0.00059	0.1125 ± 0.0116	100.7 ± 3.8	108.2 ± 11.1	277 ± 27	0.48
180919-2-33	0.0507 ± 0.0047	0.01556 ± 0.00058	0.1087 ± 0.0110	99.5 ± 3.7	104.8 ± 10.6	227 ± 21	0.96
180919-2-34	0.0878 ± 0.0095	0.01601 ± 0.00062	0.1938 ± 0.0222	102.4 ± 4.0	179.8 ± 20.6	1,378 ± 148	0.77
180919-2-35	0.0453 ± 0.0045	0.01514 ± 0.00048	0.0946 ± 0.0098	96.9 ± 3.1	91.7 ± 9.5	#N/A ± #N/A	1.11
180919-2-36	0.0481 ± 0.0054	0.01595 ± 0.00054	0.1057 ± 0.0124	102.0 ± 3.5	102.1 ± 12.0	104 ± 12	0.89
180919-2-37	0.0866 ± 0.0092	0.01627 ± 0.00062	0.1943 ± 0.0220	104.0 ± 4.0	180.3 ± 20.5	1,353 ± 144	0.92
180919-2-38	0.0930 ± 0.0087	0.01545 ± 0.00056	0.1981 ± 0.0198	98.8 ± 3.6	183.5 ± 18.4	1,488 ± 139	0.77
180919-2-40	0.0584 ± 0.0080	0.01617 ± 0.00064	0.1302 ± 0.0185	103.4 ± 4.1	124.3 ± 17.6	546 ± 74	0.68
180919-2-41	0.0502 ± 0.0047	0.01432 ± 0.00046	0.0991 ± 0.0099	91.7 ± 2.9	95.9 ± 9.6	203 ± 19	1.09
180919-2-43	0.0459 ± 0.0046	0.01478 ± 0.00042	0.0935 ± 0.0098	94.6 ± 2.7	90.8 ± 9.5	#N/A ± #N/A	1.07
180919-2-44	0.0519 ± 0.0047	0.01481 ± 0.00041	0.1060 ± 0.0101	94.8 ± 2.6	102.3 ± 9.7	282 ± 26	1.14
180919-2-45	0.0447 ± 0.0041	0.01455 ± 0.00039	0.0896 ± 0.0086	93.1 ± 2.5	87.2 ± 8.3	#N/A ± #N/A	1.19
180919-2-46	0.0693 ± 0.0057	0.01466 ± 0.00041	0.1401 ± 0.0122	93.8 ± 2.7	133.1 ± 11.6	909 ± 75	1.28
180919-2-47	0.0516 ± 0.0040	0.01401 ± 0.00036	0.0997 ± 0.0082	89.7 ± 2.3	96.5 ± 7.9	268 ± 21	1.30
180919-2-48	0.0491 ± 0.0053	0.01494 ± 0.00045	0.1012 ± 0.0113	95.6 ± 2.9	97.9 ± 11.0	154 ± 17	0.95
180919-2-49	0.0514 ± 0.0045	0.01479 ± 0.00040	0.1048 ± 0.0097	94.7 ± 2.6	101.2 ± 9.4	259 ± 23	1.04

180920-1	Isotopic ratio				Age (Ma)				Th/U			
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ		$^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
180920-1-1	0.0520 ± 0.0041		0.03014 ± 0.00088		0.2162 ± 0.0181		191.4 ± 5.6		198.8 ± 16.6		287 ± 22	0.33
180920-1-2	0.0522 ± 0.0040		0.02926 ± 0.00085		0.2107 ± 0.0172		185.9 ± 5.4		194.1 ± 15.8		295 ± 22	0.24
180920-1-3	0.0646 ± 0.0043		0.02804 ± 0.00080		0.2497 ± 0.0181		178.2 ± 5.1		226.3 ± 16.4		761 ± 51	0.38
180920-1-4	0.0489 ± 0.0029		0.02878 ± 0.00077		0.1939 ± 0.0125		182.9 ± 4.9		179.9 ± 11.6		141 ± 8	0.79
180920-1-5	0.0529 ± 0.0031		0.03039 ± 0.00082		0.2216 ± 0.0145		193.0 ± 5.2		203.2 ± 13.3		325 ± 19	0.80
180920-1-6	0.0469 ± 0.0043		0.03077 ± 0.00094		0.1990 ± 0.0191		195.4 ± 6.0		184.3 ± 17.7		45 ± 4	0.22
180920-1-7	0.0521 ± 0.0028		0.03007 ± 0.00082		0.2160 ± 0.0130		191.0 ± 5.2		198.5 ± 11.9		289 ± 15	0.75
180920-1-8	0.0539 ± 0.0048		0.03194 ± 0.00101		0.2373 ± 0.0225		202.7 ± 6.4		216.2 ± 20.5		367 ± 33	0.29
180920-1-9	0.0553 ± 0.0041		0.03064 ± 0.00117		0.2338 ± 0.0195		194.6 ± 7.4		213.3 ± 17.8		426 ± 32	0.35
180920-1-10	0.0519 ± 0.0034		0.02890 ± 0.00108		0.2068 ± 0.0158		183.7 ± 6.9		190.9 ± 14.5		281 ± 19	0.21
180920-1-11	0.0546 ± 0.0035		0.02861 ± 0.00107		0.2155 ± 0.0160		181.9 ± 6.8		198.1 ± 14.7		397 ± 25	0.20
180920-1-12	0.0497 ± 0.0036		0.02969 ± 0.00112		0.2034 ± 0.0164		188.6 ± 7.1		188.0 ± 15.2		181 ± 13	0.36
180920-1-13	0.0530 ± 0.0037		0.03016 ± 0.00114		0.2203 ± 0.0175		191.6 ± 7.2		202.2 ± 16.1		328 ± 23	0.30
180920-1-14	0.0535 ± 0.0040		0.02923 ± 0.00112		0.2157 ± 0.0181		185.7 ± 7.1		198.4 ± 16.7		352 ± 26	0.21
180920-1-15	0.0550 ± 0.0040		0.02948 ± 0.00112		0.2236 ± 0.0184		187.3 ± 7.1		204.9 ± 16.9		413 ± 30	0.27
180920-1-16	0.0513 ± 0.0036		0.02979 ± 0.00112		0.2106 ± 0.0169		189.2 ± 7.1		194.0 ± 15.6		254 ± 18	0.27
180920-1-17	0.0487 ± 0.0027		0.02980 ± 0.00108		0.2002 ± 0.0132		189.3 ± 6.9		185.3 ± 12.2		135 ± 7	0.42
180920-1-18	0.0507 ± 0.0043		0.03075 ± 0.00083		0.2151 ± 0.0192		195.2 ± 5.3		197.8 ± 17.6		229 ± 19	0.22
180920-1-19	0.0527 ± 0.0038		0.02870 ± 0.00073		0.2084 ± 0.0160		182.4 ± 4.6		192.2 ± 14.8		315 ± 23	0.24

第2表 続き.

Table 2 continued.

180920-1-20	0.0484 ± 0.0042	0.03062 ± 0.00083	0.2043 ± 0.0184	194.4 ± 5.2	188.7 ± 17.0	119 ± 10	0.36
180920-1-21	0.0563 ± 0.0046	0.02899 ± 0.00079	0.2252 ± 0.0195	184.2 ± 5.0	206.2 ± 17.9	466 ± 38	0.17
180920-1-22	0.0560 ± 0.0045	0.02991 ± 0.00081	0.2311 ± 0.0197	190.0 ± 5.1	211.1 ± 18.0	454 ± 37	0.20
180920-1-23	0.0580 ± 0.0051	0.02989 ± 0.00085	0.2390 ± 0.0222	189.8 ± 5.4	217.6 ± 20.2	530 ± 47	0.18
180920-1-24	0.0490 ± 0.0030	0.03011 ± 0.00071	0.2034 ± 0.0134	191.2 ± 4.5	188.0 ± 12.4	148 ± 9	0.32
180920-1-25	0.0510 ± 0.0040	0.02768 ± 0.00072	0.1946 ± 0.0161	176.0 ± 4.6	180.5 ± 14.9	241 ± 19	0.30
180920-1-26	0.0498 ± 0.0031	0.02981 ± 0.00101	0.2046 ± 0.0145	189.3 ± 6.4	189.0 ± 13.4	185 ± 12	0.85
180920-1-27	0.0524 ± 0.0038	0.02895 ± 0.00101	0.2091 ± 0.0169	183.9 ± 6.4	192.8 ± 15.5	304 ± 22	0.20
180920-1-28	0.0517 ± 0.0040	0.02553 ± 0.00090	0.1818 ± 0.0153	162.5 ± 5.8	169.6 ± 14.3	271 ± 21	0.20
180920-1-29	0.0638 ± 0.0037	0.02974 ± 0.00101	0.2617 ± 0.0175	188.9 ± 6.4	236.1 ± 15.8	737 ± 42	0.40
180920-1-30	0.0507 ± 0.0031	0.02719 ± 0.00092	0.1902 ± 0.0132	172.9 ± 5.9	176.8 ± 12.3	230 ± 14	0.27
180920-1-31	0.0524 ± 0.0040	0.02921 ± 0.00104	0.2112 ± 0.0178	185.6 ± 6.6	194.5 ± 16.4	304 ± 23	0.31
180920-1-32	0.0651 ± 0.0049	0.02828 ± 0.00102	0.2536 ± 0.0213	179.8 ± 6.5	229.5 ± 19.2	776 ± 59	0.23
180920-1-33	0.0542 ± 0.0047	0.02919 ± 0.00107	0.2182 ± 0.0206	185.5 ± 6.8	200.4 ± 18.9	380 ± 33	0.32
180920-1-34	0.0465 ± 0.0038	0.02937 ± 0.00104	0.1883 ± 0.0168	186.6 ± 6.6	175.2 ± 15.6	24 ± 2	0.37
180920-1-35	0.0581 ± 0.0041	0.02914 ± 0.00072	0.2334 ± 0.0174	185.2 ± 4.6	213.0 ± 15.9	534 ± 38	0.25
180920-1-36	0.0498 ± 0.0038	0.03103 ± 0.00077	0.2130 ± 0.0170	197.0 ± 4.9	196.1 ± 15.6	186 ± 14	0.32
180920-1-37	0.0614 ± 0.0042	0.03008 ± 0.00074	0.2548 ± 0.0183	191.0 ± 4.7	230.5 ± 16.6	655 ± 44	0.40
180920-1-38	0.0586 ± 0.0047	0.03093 ± 0.00082	0.2497 ± 0.0212	196.3 ± 5.2	226.3 ± 19.2	551 ± 44	0.19
180920-1-39	0.0522 ± 0.0039	0.02844 ± 0.00071	0.2047 ± 0.0160	180.8 ± 4.5	189.1 ± 14.8	295 ± 22	0.33
180920-1-40	0.0480 ± 0.0036	0.02960 ± 0.00072	0.1959 ± 0.0154	188.0 ± 4.6	181.6 ± 14.3	100 ± 7	0.42
180920-1-42	0.0529 ± 0.0035	0.02882 ± 0.00069	0.2101 ± 0.0149	183.2 ± 4.4	193.6 ± 13.7	324 ± 22	0.43
180920-1-43	0.0537 ± 0.0032	0.02983 ± 0.00093	0.2208 ± 0.0147	189.5 ± 5.9	202.6 ± 13.5	359 ± 21	0.28
180920-1-44	0.0712 ± 0.0049	0.03032 ± 0.00101	0.2978 ± 0.0227	192.5 ± 6.4	264.6 ± 20.1	965 ± 66	0.20
180920-1-45	0.0507 ± 0.0041	0.03135 ± 0.00105	0.2190 ± 0.0192	199.0 ± 6.7	201.1 ± 17.7	226 ± 18	0.15
180920-1-46	0.0530 ± 0.0036	0.02745 ± 0.00088	0.2008 ± 0.0150	174.6 ± 5.6	185.8 ± 13.9	331 ± 22	0.28
180920-1-47	0.0474 ± 0.0044	0.03052 ± 0.00105	0.1996 ± 0.0199	193.8 ± 6.7	184.8 ± 18.4	71 ± 7	0.22
180920-1-48	0.0462 ± 0.0040	0.02995 ± 0.00101	0.1907 ± 0.0177	190.2 ± 6.4	177.2 ± 16.5	7 ± 1	0.33
180920-1-49	0.0536 ± 0.0030	0.02945 ± 0.00092	0.2176 ± 0.0140	187.1 ± 5.8	199.9 ± 12.9	354 ± 20	0.30
180920-1-50	0.0530 ± 0.0040	0.02979 ± 0.00098	0.2176 ± 0.0179	189.2 ± 6.2	199.9 ± 16.4	329 ± 25	0.27

224.8 ± 1.7 Maと異なることから、眼球状マイロナイトの原岩と早月川花崗岩は異なった岩体であることが明らかになった。

以上の飛驒古期花崗岩類の年代と宇奈月地域、早月川地域、神岡・加賀沢地域にて報告されているジルコンU-Pb年代を第10図にまとめた。東部の宇奈月花崗岩と舟川花崗岩の貫入年代は約240 Maであるが、Horie *et al.* (2010, 2018) は、宇奈月花崗岩から258.0 ± 2.3 Ma, 256 ± 2 Ma, 253.0 ± 1.9 Ma, 229 ± 8 MaのジルコンU-Pb年代を報告している。約255 Maの年代は本報告の年代より若干古く、229 ± 8 Maの年代は若い。一方、西部の早月川花崗岩の貫入年代は約225 Maと、東部の宇奈月花崗岩と舟川花崗岩、西部の眼球状マイロナイトなどの250 Ma前後の花崗岩類とは差があることが明らかになった。東部の宇奈月花崗岩からも229 ± 8 Maの年代が報告されているので(Horie *et al.*, 2010)、東部にも約225 Maの貫入活動があった可能性がある。以上のような火成活動は飛驒帯南部の神岡・加賀沢地域でもみられ、花崗岩類のジルコンU-Pb年代242.6 ± 1.9 Ma (Takehara and Horie, 2019), 235.4 ± 1.6 Ma (Horie *et al.*, 2018), 241.4 ± 2.0 Ma, 241.3 ± 3.0 Ma, 229.3 ± 1.9 Ma (竹内ほか, 2019)が報告さ

れており(第10図)、飛驒古期花崗岩類も約255 Maから約225 Maまでの間に数回の花崗岩類の貫入があったと言える。

6.2 飛驒新期花崗岩類の貫入年代

普通角閃石斑状石英閃緑岩(100509-2)は、クラスター分析で247.7 ± 3.7 Ma (fraction = 0.37)と195.6 ± 2.0 Ma (fraction = 0.63)が得られている。第6図jのジルコンは、コアの約236–254 Maの年代を示す部分が247.7 ± 3.7 Maのクラスターを構成する年代であるが、このジルコンはオシラトリ帯構造を示すリムが存在する。リムの年代は得られていないが、コアの年代が属する247.7 ± 3.7 Maのクラスターの年代は、本岩を形成したマグマの原岩あるいは周囲の岩石から取り込まれた外来結晶と考えられる。クラスター分析で得られた195.6 ± 2.0 Maを構成するジルコンは、オシラトリ帯構造を呈し、Th/Uは大部分が0.78–0.29で、火成岩起源と考えられる(Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004)。よって、クラスター分析で得られた195.6 ± 2.0 Maが貫入年代とみなされる。

普通角閃石斑状石英閃緑岩は、竹内ほか(2017a)では飛驒古期花崗岩類の音沢斑れい岩の一部とされてきたも

第3表 飛驒古期花崗岩類の²³⁸U-²⁰⁶Pb年代のクラスター分析によって算出されたクラスターの年代とその割合。

Table 3 Cluster ages and fractions by cluster analysis of zircon U-Pb ages of the Hida Older Granites.

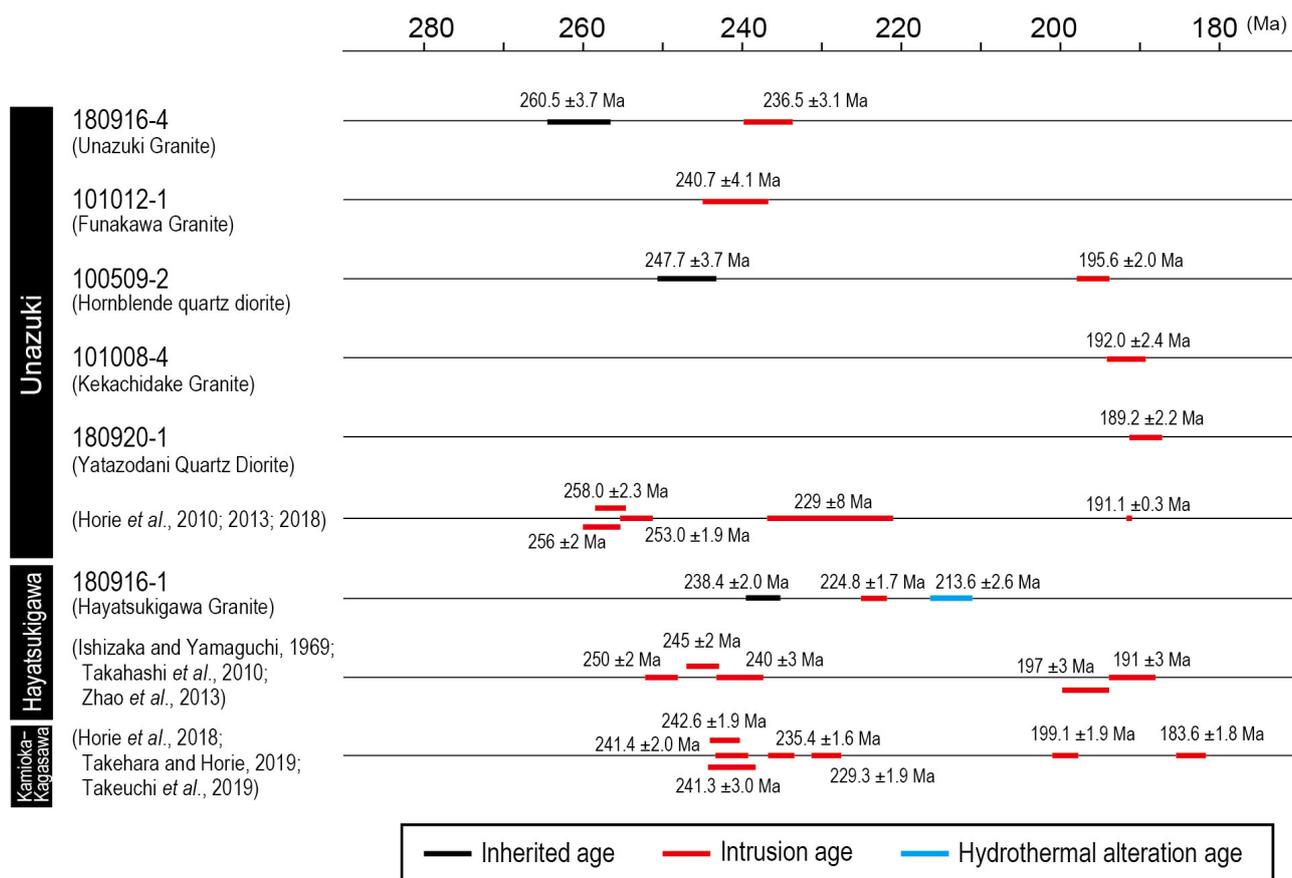
	²³⁸ U- ²⁰⁶ Pb age (Ma)	2σ	fraction	misfit
Hayatsukigawa Granite (180916-1)	213.6 ± 2.6		0.21	0.481
	224.8 ± 1.7		0.44	
	238.4 ± 2.0		0.35	
Unazuki Granite (180916-4)	236.5 ± 3.1		0.50	0.548
	260.5 ± 3.7		0.50	
Quartz diorite (100509-2)	195.6 ± 2.0		0.63	0.242
	247.7 ± 3.7		0.37	
Yatazodani Quartz Diorite (180920-1)	171.3 ± 3.1		0.11	0.582
	184.7 ± 2.5		0.37	
	193.5 ± 2.1		0.52	

のであるが、上記の年代は飛驒古期花崗岩類の年代よりも有意に若い。よって、本岩は明らかに飛驒新期花崗岩類に含まれるべきものである。音谷斑れい岩には、宇奈月花崗岩の微斜長石花崗岩質アプライトが不規則網状に無数に貫入し、角閃石斑れい岩に変質を与えている(太田, 1961b)。本地域の北部、特に5万分の1地質図幅「泊」地域ではしばしば変質を伴わない普通角閃石石英閃緑岩の小岩体が、飛驒花崗岩類分布域に分布する。これらはすべて音谷斑れい岩に含まれたが(竹内ほか, 2017a)、宇奈月花崗岩を伴わず、変質を受けていない普通角閃石石英閃緑岩は、本岩と同じく前期ジュラ紀の飛驒新期花崗岩類に含まれる可能性が高い。

粗粒片麻状黒雲母花崗岩(101008-4)は、岩相が宇奈月花崗岩(太田, 1961a, b)に類似し、一部で黒雲母の定向配列が認められ、竹内ほか(2017a)では飛驒古期花崗岩類の宇奈月花崗岩に区分されていた岩体から採取したものである。U-Pb年代は一つのクラスターをなし、オシラトリー累帯構造を呈し、Th/Uは0.85-0.15で、火成岩起源と考えられる(Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004)。その加重平均は192.0 ± 2.4 Maで、この年代が貫入年代とみなされる。この年代は飛驒新期花崗岩類に含まれるべきものである。5万分の1地質図幅「泊」地域の宇奈月花崗岩の一部には黒雲母の定向配列やマイロナイト化が認められるものの、本地域北部ではマイロナイト化は認められない。本試料採取地点付近は、小川断層(市村, 1935)沿いにあたり、カタクレーサイト化を受け、

一部に面構造が発達する部分があるのみである。本報告地域の南部の毛勝山周辺の毛勝岳花崗岩(加納, 1973)は、粗粒塊状の黒雲母花崗岩-石英閃緑岩をなし、径1 cm程度のカリ長石の斑状結晶が多いことを特徴とする。また、毛勝岳花崗岩から、196.1 ± 18.8 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(田中・加々美, 1987b)が報告されている。U-Pb年代の報告はないが、岩相と年代より、本岩は毛勝岳花崗岩に対比されるものと考えられ、地質図では毛勝岳花崗岩とした。

弥太蔵谷石英閃緑岩(180920-1)のU-Pb年代は、クラスター分析の結果、193.5 ± 2.1 Ma (fraction = 0.52), 184.7 ± 2.5 Ma (fraction = 0.37), 171.3 ± 3.1 Ma (fraction = 0.11)の年代をなす。本岩中のジルコンはオシラトリー累帯構造を呈し、Th/Uは0.85-0.15で、火成岩起源と考えられる(Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004)。しかし、オシラトリー累帯構造を示すジルコンのリムからそれら3つの年代が得られており(第6図n-p)、これらの年代の評価は難しい。最も若いクラスターに関係した年代値として162.5 ± 5.8 Ma (Th/U = 0.20), 172.9 ± 5.9 Ma (Th/U = 0.27), 176.0 ± 4.6 Ma (Th/U = 0.30)があるが、いずれもオシラトリー累帯構造を呈し、変成作用によるリムとは考えられない。また、171.3 ± 3.1 Maのクラスターは構成するデータ数の少なからこの岩石の貫入時に形成されたものとも考えがたく、分析値の揺らぎによるものと考えられる。また、クラスター分析によるその他2つの年代193.5 ± 2.1 Maと184.7 ± 2.5 Maに関して、CL像からは



第 10 図 飛驒花崗岩類の ^{238}U - ^{206}Pb 年代. 180916-4, 101012-1 と 180916-1 はクラスター解析によって算出されたクラスターの年代を示した. 太線は年代値 ± 誤差 (2σ) (Ma) の範囲を示した.

Fig. 10 ^{238}U - ^{206}Pb of Hida Granites. 180916-4, 101012-1 and 180916-1 show the ages of clusters calculated by cluster analysis. The bold line indicates the range of age ± error (2σ) (Ma).

それらの 2 つの年代のコアとリムのような関係は認められない. ジルコンのオシラトリ-累帯構造は中心部から縁辺部まで連続しており, また縁辺部から約 190 Ma の年代も得られていることから (第 6 図 b), この 2 つのクラスターで年代を分けることは不適当と判断される. よって, 180 Ma 未満の年代を除外し, 残りのデータにて加重平均を求めると, 189.2 ± 2.2 Ma (MSWD = 3.4, n = 23) である. この年代が本岩の貫入年代とみなすことができ, この年代は飛驒新期花崗岩類に含まれるべきものである. 本試料採取地点の北側の沢 (音沢) にて, 191.1 ± 0.3 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されており (Horie *et al.*, 2013), 本結果と矛盾はない.

以上の飛驒新期花崗岩類の年代と宇奈月地域, 早月川地域, 神岡・加賀沢地域にて報告されている飛驒新期花崗岩類のジルコン U-Pb 年代を第 10 図にまとめた. 前述のように, 早月川地域では, 大熊山花崗閃緑岩から 191 ± 3 Ma (Takahashi *et al.*, 2010) や 197 ± 3 Ma (Zhao *et al.*, 2013) のジルコン U-Pb 年代が報告されている. ま

た, 宇奈月地域の音沢では, 弥太蔵谷石英閃緑岩から 191.1 ± 0.3 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (Horie *et al.*, 2013). 一方, 神岡・加賀沢地域では, 花崗岩マイロナイトに貫入する花崗岩脈より 199.1 ± 1.9 Ma (Takehara and Horie, 2019) や飛驒片麻岩に貫入する花崗岩脈より 183.6 ± 1.8 Ma (Horie *et al.*, 2018) が報告されている. 本報告の年代も合わせると, 飛驒新期花崗岩類は 200–180 Ma に貫入活動があったことになる.

6.3 白亜紀貫入岩の貫入年代

僧ヶ岳北側の細粒単斜輝石黒雲母普通角閃石石英閃緑岩 (180919-2) の U-Pb 年代は 1 つのクラスターをなし, その加重平均は 95.7 ± 1.8 Ma である. これらのジルコンは, やや不明瞭ながらオシラトリ-累帯構造を呈し (第 6 図 q, r), Th/U は 1.00 前後のものが多く, 火成岩起源と考えられる (Corfu *et al.*, 2003; Hartmann and Santos, 2004). よって, 95.7 ± 1.8 Ma が貫入年代とみなされる.

近隣の同時期の火成岩として, 本地域中東部の北又谷

花崗閃緑岩から 98.0 ± 1.4 Ma, 99.7 ± 1.1 Ma, 102.8 ± 3.1 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている (Ito *et al.*, 2013). また, 日本海に面する5万分の1地質図幅「糸魚川」地域内の青海花崗岩からは, ジルコンU-Pb年代のクラスター分析より, 90.8 ± 1.1 Ma, 94.8 ± 0.8 Ma, 100.5 ± 0.7 Ma, 108.2 ± 1.2 Ma, 114.0 ± 1.6 Maの年代が報告されている (長森ほか, 2018). また, 5万分の1地質図幅「泊」地域内の親不知層ザクロ石含有サイトより 109.2 ± 0.8 Maの年代が報告されている (竹内ほか, 2017a). このように, 今回測定した細粒単斜輝石黒雲母普通角閃石石英閃緑岩は, これらの後期白亜紀火成活動の一連の火成岩類であると考えられる.

7. 結論

1. 飛驒古期花崗岩類のうち, 西側の早月川花崗岩の貫入年代は 224.8 ± 1.7 Ma, 東側の宇奈月花崗岩は 236.5 ± 3.1 Ma, 舟川花崗岩は 240.7 ± 4.1 Maである.
2. 早月川花崗岩の貫入年代は, 漸移関係にあるとされていた眼球状マイクロナイトの原岩年代 (250–240 Ma) とは異なり, 両者は別の岩体である.
3. 5万分の1地質図幅「泊」地域の飛驒古期花崗岩類の音谷斑れい岩と宇奈月花崗岩としたものの一部は, ジルコンU-Pb年代が, それぞれ 195.6 ± 2.0 Maと 192.0 ± 2.4 Maを示し, 前期ジュラ紀に貫入した飛驒新期花崗岩類に含められるべきもので, 後者は毛勝岳花崗岩に対比される.
4. 弥太蔵谷石英閃緑岩の貫入年代は 189.2 ± 2.2 Maで, 従来の報告と矛盾はない.
5. 僧ヶ岳北側に 95.7 ± 1.8 Maの貫入年代の石英閃緑岩の小岩体を見いだした.

謝辞: 本研究は, 20万分の1地質図幅「富山」の調査研究において実施したものである. 名古屋大学大学院環境学研究科の山本鋼志教授, 浅原良浩准教授には, ジルコンU-Pb年代測定において, ご協力を頂いた. 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター地圏資源環境研究部門の高木哲一博士の担当編集委員としてのご意見, 昆慶明博士の査読を通じて頂いた有益なご指摘により, 本論は大幅に改善された. 以上の方々に感謝の意を表す.

文献

地質調査所編 (1992) 100万分の1地質図第3版, 地質調査所.
Corfu, F., Hanchar, J. M., Hokin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 469–500.
原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1996) 20万分の1地質図幅「富山」, 地質調査所.

原山 智・高橋 浩・中野 俊・苅谷愛彦・駒澤正夫 (2000) 立山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 218p.
原山 智・高橋正明・宿輪隆太・板谷徹丸・八木公史 (2010) 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩. 地質学雑誌, **116**補遺, 63–81.
Hartmann, L. A. and Santos, J. O. S. (2004) Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geology*, **32**, 73–76.
広井美邦 (1978) 飛驒変成帯宇奈月地域の地質. 地質学雑誌, **84**, 521–530.
Hiroi, Y. (1983) Progressive metamorphism of the Unazuki Pelitic Schists in the Hida Terrane, Central Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **82**, 334–350.
Hiroi, Y., Fuji, N. and Okimura, Y. (1978) New fossil discovery from the Hida Metamorphic Rocks in the Unazuki area, central Japan. *Proceedings of the Japan Academy*, **54**, Ser. B, 268–271.
Horie, K., Yamashita, M., Hayasaka, Y., Katoh, Y., Tsutsumi, Y., Katsube, A., Hidaka, H., Kim, H. C. and Cho, M. (2010) Eoarchean–Paleoproterozoic zircon inheritance in Japanese Permo–Triassic granites (Unazuki area, Hida Metamorphic Complex): Unearthing more old crust and identifying source terranes. *Precambrian Research*, **183**, 145–157.
Horie, K., Takehara, M., Suda, Y. and Hidaka, H. (2013) Potential Mesozoic reference zircon from the Unazuki plutonic complex: geochronological and geochemical characterization. *Island Arc*, **22**, 292–305.
Horie, K., Tsutsumi, Y., Takehara, M. and Hidaka, H. (2018) Timing and duration of regional metamorphism in the Kagasawa and Unazuki areas, Hida metamorphic complex, southwest Japan. *Chemical Geology*, **484**, 148–167.
Horn, I. and von Blanckenburg, F. (2007) Investigation on elemental and isotopic fractionation during 196 nm femtosecond laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Spectrochimica Acta*, **B-62**, 410–422.
市村賢一 (1935) 富山県下新川郡三日市東南方第三紀層産出化石. 地質学雑誌, **42**, 59–73.
石井清彦 (1937) 7万5千分の1地質図幅「白馬嶽」, 地質調査所, 78p.
石岡孝吉 (1949) 富山県黒部川下流宇奈月附近のStauroliteとKyanite. 地質学雑誌, **55**, 156.
Ishizaka, K. and Yamaguchi, M. (1969) U–Th–Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **6**, 179–185.
Ito, H., Yamada, R., Tamura, A., Arai, S., Horie, K. and

- Hodaka, T. (2013) Earth's youngest exposed granite and its tectonic implications: the 10–0.8 Ma Kurobegawa Granite. *Scientific Report*, doi: 10.1038/erep01306.
- 加納 隆 (1973) 富山県東半部の飛驒変成帯の地質について(その 1) —地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について—. 地質学雑誌, **79**, 407–421.
- 加納 隆 (1983) 飛驒変成帯東部の眼球片麻岩・ミロナイト類の成因について(その 1) —分布・産状・岩石及びカリ長石の性質—. 地質学雑誌, **89**, 375–393.
- 加納 隆 (1990) 飛驒帯東部早月川流域における伊折花崗岩体(船津型)に対する大熊山花崗岩体(下之本型)の貫入関係—飛驒帯の中生代前期花崗岩類(船津花崗岩類)の再検討—. 地質学雑誌, **96**, 379–388.
- Katoh, Y., Hayasaka, Y., Hara, I., Tanaka, S. and Kagami, H. (1989) Deformation style of the Unazuki schists and its implication in the tectonics of the Hida terrane. *DELP publication*, no. 28, 19–23.
- 小林英夫 (1958) 飛驒変成帯. 鈴木 醇教授退官記念論文集, 123–140.
- 高地吉一・折橋裕二・小原北士・藤本辰弥・春田泰宏・山本鋼志 (2015) 213 nm Nd : YAG レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計を用いたジルコンの U-Pb 年代測定 : Pb/U 分別補正に NIST SRM 610 を用いるための分析条件最適化. 地球化学, **49**, 19–35.
- 梶座圭太郎・後藤 篤 (2006) 宇奈月変成帯の十字石片岩. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4, 中部地方. 朝倉書店, 142–143.
- 梶座圭太郎・金子一夫 (2001) 飛驒帯東部の変成岩類と花崗岩類. 日本地質学会第 108 年学術大会見学旅行案内書, 137–156.
- 梶座圭太郎・後藤 篤・石渡 明 (2006) 衝突型変成帯としての飛驒帯. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4, 中部地方. 朝倉書店, 140–141.
- 梶座圭太郎・清水正明・大藤 茂 (2010) 年代学から見た飛驒変成作用から日本海誕生を経て今日に至るまでの包括的構造発達史. 地質学雑誌, **116** 補遺, 83–101.
- Ludwig, K. R. (2012) *Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, no. 5, 75p.
- 長森英明・竹内 誠・古川竜太・中澤 努・中野 俊 (2010) 小滝地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 134p.
- 長森英明・古川竜太・竹内 誠・中澤 努 (2018) 糸魚川地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 75p.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) 白馬岳地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 105p.
- 野沢 保 (1970) 後期白亜紀酸性岩の同位元素年令 : 1970 年における総括と覚え書. 地質学雑誌, **76**, 493–518.
- 野沢 保・坂本 亨 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「五百石」及び説明書. 地質調査所, 68p.
- 太田昌秀 (1961a) 宇奈月町東方の Syntexite 帯について. 地質学雑誌, **67**, 451–462.
- 太田昌秀 (1961b) ひだ変成帯東部の角閃石斑糲岩. 地質学雑誌, **67**, 623–640.
- 奥井明彦 (1985) 富山県片貝川上流の飛驒変成岩類にみられる複変成作用, 特に船津花崗岩類貫入の影響について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **80**, 382–397.
- Orihashi, Y., Nakai, S. and Hirata, T. (2008) U–Pb age determination for seven standard zircons using inductively coupled plasma-mass spectrometry coupled with frequency quintupled Nd-YAG ($\lambda=213$ nm) laser ablation system: comparison with LA-ICP-MS zircon analyses with a NIST glass reference material. *Resource Geology*, **58**, 101–123.
- Sambridge, M. S. and Compston, W. (1994) Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 373–390.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R. K. (1970) Rb–Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **7**, 1383–1401.
- 柴田 賢・野沢 保 (1978) 飛驒変成帯の角閃石の K–Ar 年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, **73**, 137–141.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Moris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Shoene, B., Tubrett, M. N. and Whitehouse, M. J. (2008) Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1–35.
- Suwa, K. (1966) Finding of conglomerate schist from the upper Katakai river area, Toyama Prefecture, central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **72**, 585–591.
- 諏訪兼位・小林英夫 (1966) 宇奈月・猪谷. 地質見学案内書, 金沢大学地学教室, 19p.
- 高木秀雄・原 崇 (1994) 飛驒地帯の延性剪断帯の運動像とテクトニクス. 地質学雑誌, **100**, 931–950.
- Takahashi, Y., Cho, D.L. and Kee, W.S. (2010) Timing of mylonitization in the Funatsu Shear Zone within Hida Belt of southwest Japan: Implications for correlation with the shear zones around the Ogcheon Belt in the Korean

- Peninsula. *Gondwana Research*, **17**, 102–115.
- Takahashi, Y., Cho, D.L., Mao, J., Zhao, X. and Yi, K. (2018) SHRIMP U–Pb zircon ages of the Hida metamorphic and plutonic rocks, Japan: Implications for late Paleozoic to Mesozoic tectonics around the Korean Peninsula. *Island Arc*, doi: 10.1111/iar.12220.
- Takehara, M. and Horie, K. (2019) U–Pb zircon geochronology of the Hida gneiss and granites in the Kamioka area, Hida Belt. *Island Arc*, doi: 10.1111/iar.12303.
- 竹内 誠・大川真弘・川原健太郎・富田 寛・横田秀晴・常盤哲也・古川竜太(2015) ジルコンU–Pb年代からみた富山県北東部白亜系陸成層の再定義. 地質学雑誌, **121**, 1–17.
- 竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹(2017a) 泊地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 121p.
- 竹内 誠・常盤哲也・熊崎直樹・横田秀晴・山本鋼志(2017b) ジルコンU–Pb年代からみた下部ジュラ系来馬層群の堆積年代. 地質学雑誌, **123**, 335–350.
- 竹内 誠・柴田 賢・カ スイ・山本鋼志(2019) 飛騨山地加賀沢の花崗岩類のジルコンU–Pb年代. 地質学雑誌, **125**, 453–459.
- 田中 忍・加々美寛雄(1987a) 船津花崗岩類におけるSr同位体比の広域変化. *MAGMA*, no. 80, 10–14.
- 田中 忍・加々美寛雄(1987b) 北アルプス北部, 剣岳ー毛勝山地域に分布する花崗岩類のRb–Sr年代. 地質学雑誌, **93**, 929–932.
- 田中 忍・大坪友英(1987) 船津花崗岩類の微量元素ー特に早月川岩体の高Sr含有量についてー. 地球科学, **41**, 101–113.
- 内海 茂・原山 智・宇都浩三(1995) 20万分の1地質図幅「富山」地域・年代未詳岩石のK–Ar年代. 地質調査所月報, **46**, 375–381.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
- 山口 勝・柳 哮(1968) 宇奈月のいわゆるレプタイトの年代. 地質学雑誌, **74**, 91.
- Yamaguchi, M. and Yanagi, T. (1970) Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **63**, 371–388.
- Zhao, X., Mao, J., Ye, H., Liu, K. and Takahashi, Y. (2013) New SHRIMP U–Pb zircon ages of granitic rocks in the Hida Belt, Japan: Implications for tectonic correlation with Jiamushi massif. *Island Arc*, **22**, 508–521.

(受 付 : 2020年4月8日 ; 受 理 : 2021年1月8日)

伊勢湾南西岸宮川平野における最終氷期最盛期以降の堆積環境変遷

佐藤 善輝^{1,*}・水野 清秀¹・中島 礼¹

SATO Yoshiki, MIZUNO Kiyohide and NAKASHIMA Rei (2021) Sedimentary environmental change after the Last Glacial Maximum in the Miyagawa Plain, southwestern coast of the Ise Bay, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 65–80, 6 figs, 2 tables.

Abstract: Miyagawa Plain (Miyagawa Delta), located in southwestern coast of the Ise Bay, is a deltaic alluvial lowland dominated under wave and tidal currents. A 57.6 m-long core penetrating the incised valley fill, “Chuseki-so”, was obtained from the lowermost part of the plain. Sedimentary facies, radiocarbon dating, diatom fossil and tephra analyses of the core material were conducted for revealing sedimentary environmental changes after the Last Glacial Maximum [LGM] and development of the Miyagawa Delta with the help of borehole logs. The alluvium deposit comprises six sedimentary units, Unit 1 to 6 in ascending order: Unit 1; braided river channel, Unit 2; estuary, Unit 3; inner bay, Unit 4; lower shoreface, Unit 5; upper shoreface to beach, Unit 6; inter-ridges marsh and artificial soil.

After the LGM, an estuary environment was occurred until ca. 10.3 ka, and then inner bay environment was established around 9.5 ka associated with post-glacial sea-level rise. After ca. 7.5–8.0 ka, deltafront or spit was presumably occurred around the GS-ISE-1' site.

Keywords: Miyagawa Plain, wave-influenced delta, alluvium, incised valley fill, tephra, diatom fossil, Ise Bay, Holocene

要 旨

宮川平野では波浪の影響を受けたデルタが発達する。平野の沖積層を貫くボーリングコア試料を採取して堆積相観察や年代測定を行い、宮川デルタの形成過程について検討した。沖積層は下位から、網状河川チャネル堆積物、感潮河川堆積物、内湾堆積物、下部外浜堆積物、上部外浜～海浜堆積物、堤間湿地堆積物・人工土壌層の計6ユニットに区分される。宮川平野では10.3 ka頃に潮汐の影響が及ぶ河口域となり、9.5 ka頃には内湾環境が成立した。7.5～8.0 ka以降にデルタフロントまたは砂嘴が形成された可能性があり、4.3 ka頃までに現在の海岸線付近に海浜が形成された。

1. はじめに

日本列島の臨海部にはデルタを伴う沖積低地が多く分布する。一般に、デルタは後氷期の海水準上昇によってエスチュアリーや内湾が形成された後、海水準上昇が漸止し始める6～8 ka以降、河川から供給された土砂が海域を埋積することで形成された(海津, 1992; Hori *et al.*, 2004; 斎藤, 2005; 堀ほか, 2006)。デルタは形状から鳥趾状、円弧状、尖角状、直線状などに分類さ

れ、これらは地形営力のバランスの違いを反映している(Galloway, 1975; Orton and Reading, 1993; 鈴木, 1998)。

これまで日本におけるデルタの形成過程に関する研究の多くは、濃尾平野や東京低地、河内平野、越後平野など、内湾や潟湖(ラグーン)に流入する河川を対象として行われてきた(例えば、山口ほか, 2003; 卜部ほか, 2006; 卜部, 2008; 田辺, 2013; Ogami *et al.*, 2015; 増田, 2019など)。これらの沖積低地は国内有数の大河川の下流部に位置し、河川営力が大きい。また、外洋から隔てられているため、平均波高0～0.25 m程度と波浪営力が極めて小さい。有明海沿岸の筑紫平野や玉名平野(下山ほか, 1994; 長岡ほか, 1997など)、瀬戸内海沿岸の広島平野(白神, 1985)など、潮汐営力が比較的大きい条件で発達したデルタもあるが、多くの沖積平野は平均潮差1 m前後で潮汐営力はそれほど大きくない。一方で、波浪と潮汐の影響が大きいデルタ(wave influenced delta, tide-influenced delta; Bhattacharya and Walker, 1992)については、国内では小櫃川おびつデルタ(斎藤, 1991)などで報告されているものの事例が少なく、どのような形成過程をたどるのかはよくわかっていない。この背景のひとつとして、国内の外洋に面する沖積平野では河川営力に対して波浪営力が大きく、デルタではなく浜堤平野(strand plain)が発達し

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: SATO, Y, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan, E-mail: satou-yoshiki@aist.go.jp

やすいこともあげられる(Saito *et al.*, 2016; 田村, 2018).

このような背景を踏まえ、本研究では伊勢湾南西岸、宮川下流の沖積低地(以下では、宮川平野と呼ぶ、第1図)を対象として、デルタの形成過程について検討した。宮川の流域面積は920 km²、流路長は91 kmであり、流域の年間降水量が2,000～3,400 mmに達する多雨地域(中部地方整備局, 2015)であるため、河川流量が62.1 m³/sと伊勢湾に流入する河川では木曾三川(木曾川・長良川・揖斐川)に次いで大きい(国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所, 2020)。こうした大きな河川営力のもと、宮川平野ではデルタ(以下では、宮川デルタと呼ぶ)が発達している(第1図; 鈴木, 1998; Saito *et al.*, 2016)。他方、片岡・藤木(2018)の波高分布を参照すると、宮川平野周辺における平常時の波高は0.5 m前後と推定される。また、宮川平野に最も近い鳥羽験潮所における平均潮差は1.0～1.2 mである(Mazda, 1984)。Davis and Hayes (1984)やHori *et al.* (2002)の区分に基づく、上記の数値から宮川デルタは潮汐波浪混合型デルタに区分される。すなわち、宮川平野では、湾内に位置する濃尾平野や東京低地などよりも、相対的に波浪の影響を強く受けてデルタが形成されている。

これまでに宮川平野を対象とした地形・地質に関する研究は少なく、鈴木・日吉(1962)と川瀬(2012)に限られる。鈴木・日吉(1962)は土木工学的な基礎資料整備を目的として、ボーリング資料に基づいて伊勢湾西～南岸の第四系地下地質を計5層(下位から順に、古伊勢湾層、平田層、伊勢神戸層、四日市港層、富田浜層)に区分した。川瀬(2012)はボーリング資料と放射性炭素(¹⁴C)年代測定結果に基づき、宮川平野の沖積層を下位から順に基底礫層、下部砂層、中部泥層、上部砂層、最上部層に区分するとともに、最終氷期における宮川開析谷の形状や深度分布を示した(第1図B)。川瀬(2012)の基底礫層の一部は鈴木・日吉(1962)の平田層に、下部砂層は伊勢神戸層の上部に、中部泥層は四日市港層に、上部砂層は富田浜層にそれぞれ対比される。

しかしながら、これらの既存研究では宮川平野の沖積層の概要が示されているのみで、宮川デルタの詳しい形成過程は明らかになっていない。これは既存の層序区分が堆積物の粒度組成やN値などの物性に基づくものであり、堆積年代や堆積環境についての情報が少ないことに起因する。これらを明らかにして宮川デルタの形成過程を検討することは、日本におけるデルタ研究の空白域を埋めることにもつながり、重要である。

こうした背景を踏まえ、地質調査総合センターでは平成29年度に伊勢湾沿岸地域の地質・活断層調査の一環として、宮川平野の最下流部の開析谷の軸部においてボーリング調査を実施し、オールコア試料を採取した。本研究ではこのコア試料について詳細な堆積相解析と¹⁴C年代測定、火山灰分析を行い、沖積層の堆積過程を復元した。

2. 地域概観

宮川平野は、伊勢湾に対して北東～東北東に開口する二等辺三角形の形状を示し、海陸方向に約11 km、海岸線付近での幅(北西～南東方向)約10 km、面積約50 km²の大きさを有する(第1図)。平野南縁は地質境界としての中央構造線によって区切られ、その南側には三波川変成岩類や御荷鉾緑色岩類などの付加複合体から成る山地・丘陵が分布する(西岡ほか, 2010)。また、北側には中期～後期更新世に形成された河成段丘面が分布する。

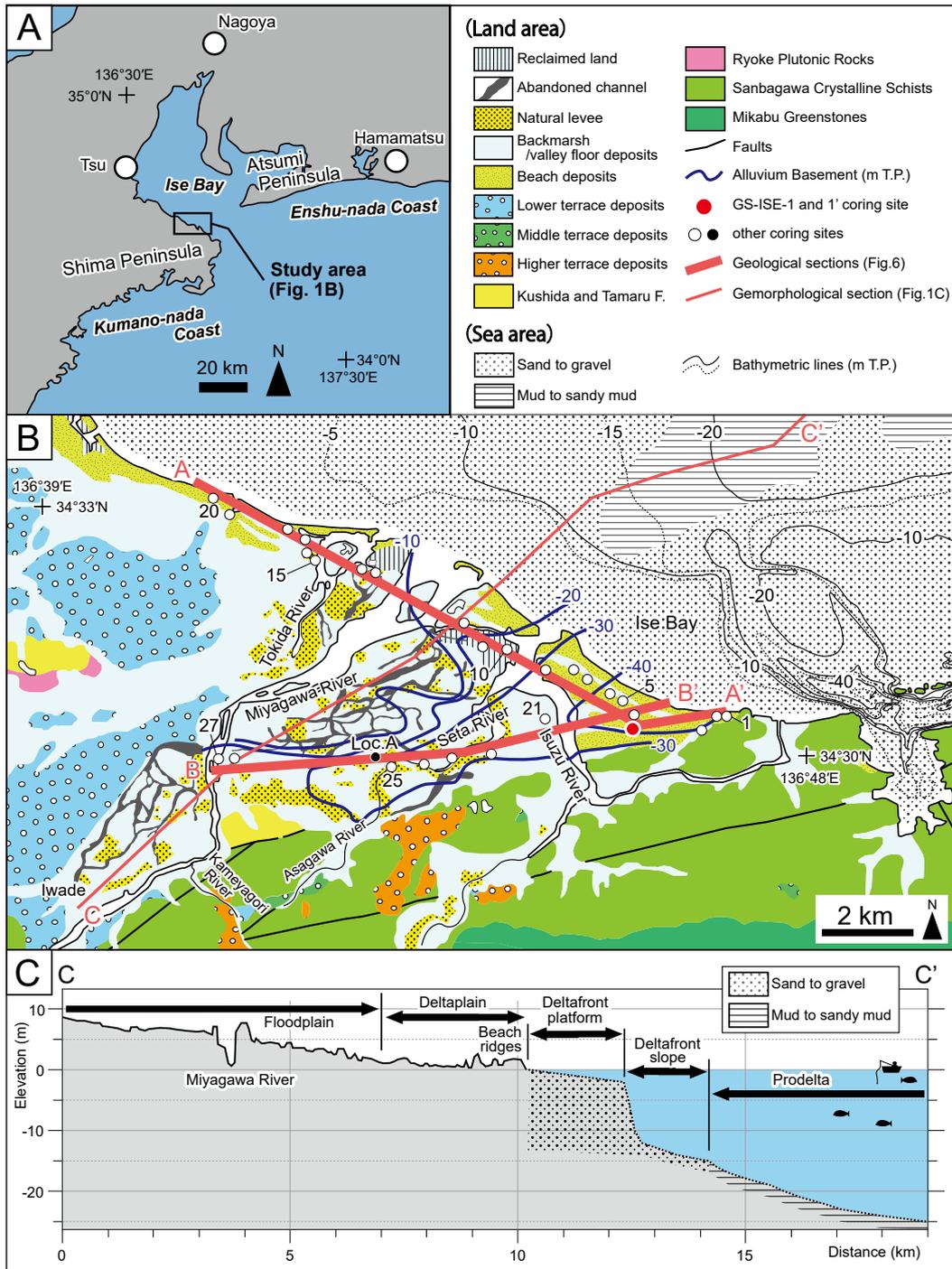
宮川平野には宮川のほかに、宮川水系に属する五十鈴川、勢田川などが流下する。宮川沿いでは明瞭な扇状地を欠き、山地出口(伊勢市岩出付近; 第1図B)から下流側に氾濫原とデルタ(デルタプレイン)が広がる(第1図B, C)。氾濫原は宮川の山地出口から下流側に約7～8 kmの範囲に分布し、傾斜が1/1,000程度で自然堤防や旧河道、後背湿地が分布する(西岡ほか, 2010; 国土地理院, 2014a, b, c)。氾濫原の下流側には標高1～2 m以下のデルタプレインが分布し、その傾斜は1/1,000未満と低平である。宮川はデルタプレインで多くの派川を生じ、そのうちのいくつかは旧河道となっている。これらは勢田川や五十鈴川、外城田川に繋がり、宮川デルタは「多島状デルタ(鈴木, 1998)」の形状を呈する。平野南東部の現在の海岸線から約1.5 kmの範囲には、西～北西方向に伸びる計3列の浜堤列が分布する(西岡ほか, 2010; 第1図B)。浜堤列のうち最も陸側のものは陸側に湾入するように、海側のものは海側に突出するように分布する。また、現在の宮川河口沖には沿岸州が発達する(鈴木, 1998)。

宮川河口沖の地形(日本水路協会, 2015)と底質分布(国土地理院, 1973, 1974, 1976)をみると、河口から約4 kmの範囲には砂～砂礫から成るデルタフロントが分布し、そのうち河口から約2 kmの範囲に水深2 m以浅で緩傾斜(1/1,000程度)のデルタフロントプラットフォームが、その沖側に水深2 mから15 mまで急傾斜(1/30～1/400程度)するデルタフロントスロープが分布する(第1図B, C)。そのさらに沖側の水深15 m以深には砂泥質～泥質堆積物から成るプロデルタが分布する。プロデルタの傾斜は1/400より小さく、沖側に向かってさらに緩くなる。

3. 調査および分析方法

3.1 ボーリングコアの掘削

GS-ISE-1およびGS-ISE-1'コアは、三重県伊勢市二見町莊地区において(株)中央開発により掘削された。当該地点は水田を埋めて作られた造成地で、現在は空き地となっている。両コアの掘削地点は数10 cmしか離れておらず、ほぼ同一地点とみなせる。GPS測量に基づく掘削地点の位置および標高は北緯34° 30' 21.8", 東経136°



第1図 対象地域の位置および地形・地質概略。A：調査地域案内図。B：宮川平野周辺における地形・地質分布および調査地点の位置図。地質分布は20万分の1地質図(西岡ほか, 2010), 自然堤防および旧河道の分布は国土地理院(国土地理院, 2014a, b, c), 海域の等水深線は(日本水路協会, 2015), 底質分布は(国土地理院1973, 1974, 1976)にそれぞれ基づく。沖積層基底等深線は川瀬(2012)に基づき, 本研究の成果を受けて一部修正した。Loc.Aは既存の年代測定値(川瀬, 2012)が得られているコアの掘削位置を示す。C：現在の宮川デルタの縦断面(C-C' 測線)。測線位置は第1図Bを参照。

Fig. 1 Location and geomorphological and geological distribution map of the study area. A: Index map, B: Location of coring sites and geomorphological and geological distribution around the Miyagawa Plain. Geological distribution is based on Nishioka *et al.* (2010) except for natural levees and abandoned channels, which are based on Geospatial Information Authority of Japan (2014a, 2014b, 2014c). Bathymetry lines and bottom sediments are based on Japan Hydrographic Association (2015) and Geospatial Information Authority of Japan (1973, 1974, 1976) respectively. Depth contour of the Alluvium basement was modified after that suggested by Kawase (2012). Loc. A indicates the location of the coring site for radiocarbon age reported by Kawase (2012). C: Present deltaic profile of Miyagawa Delta along the C-C' section. Location of section is shown in the Fig. 1B.

45' 56.2", 標高1.52 mである。コア径は86 mmである。得られたコアのうち、より連続的で良質な試料を採取できたGS-ISE-1' (掘削長57.64 m)を主要な試料として用い、GS-ISE-1 コアは深度20.00 ~ 32.40 m, 34.40 ~ 35.60 m および36.85 ~ 40.65 mのみを補足的に用いた。

3.2 コアの記載・分析

コアは産総研に搬入後に縦方向に切断し、粒度や色調、含有物などを記載するとともに、コア表面の写真撮影を行った。コア試料の8層準から得られた貝化石について、奥谷(2000)などを参照して同定した。泥質あるいは砂質な層準については、試料表面から4 cm×25 cm×1 cmのプラスチックケースを用いてスラブ試料を分取し、軟X線写真を撮影し詳細な堆積構造を観察した。コア試料から外径23 mm, 容積7 ccのプラスチック製キューブを用いて主に10 cm間隔(5 ~ 82 cm間隔)で試料を分取し、ほぼ半分を含水率と粒度組成(含泥率・含砂率)の測定に、残りを珪藻化石分析に用いた。

含水率と粒度組成の測定は20 ~ 100 cm間隔で計96層準について実施した。まず、キューブ試料を60℃で2日間乾燥させ、前後の質量差を測定することで含水率を算定した。含水率測定後の試料について、63 μmと250 μmの篩を用いて粒度区分ごとの質量を測定し、含泥率と含砂率(極細粒~細粒砂サイズ, 中粒砂以上)を算出した。

珪藻化石分析は、主に20 cm間隔(18 ~ 100 cm間隔)で計182層準について実施した。各キューブ試料から約1 mgの堆積物を分取し、蒸留水を加えて懸濁液を作成した。濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し、ホットプレート上で乾燥させた後、光硬化樹脂を用いて封入した。光学顕微鏡を用いて1,000倍の倍率で検鏡し、十分な量の珪藻化石の産出が確認された計40層準について、合計が200殻以上になるまで種同定と計数を行った。同定は小林ほか(2006)、渡辺(2005)などを、生息環境は千葉・澤井(2014)を参照した。

コア試料中から得られた有機物試料9点について、加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代を加速器分析研究所に依頼して測定した。年代測定結果はCALIB 7.1 (Stuiver *et al.*, 2020)を用いて暦年校正した。校正のためのデータセットには植物片や木片など陸域由来の試料はIntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を、海生の貝殻はMarine13.14c (Reimer *et al.*, 2013)を用いた。なお、第1図B中のLoc. Aにおいて川瀬(2012)が報告した既存の年代測定値についても、同様の方法で暦年校正を行った。

コア試料中に認められた火山ガラス濃集層について篩を用いて極細粒砂~細粒砂サイズの粒子を選別し、この中に含まれる火山ガラス粒子の屈折率についてMAIOT (古澤地質製; 古澤, 1995)を用いて測定した。測定精度は±0.001である。火山ガラスの主成分化学組成分析は古澤地質に依頼し、エネルギー分散型X線マイクロアナ

ライザー (EDX)を用いて行われた。

3.3 ボーリング資料の解析

自治体などが所有する宮川平野内で掘削された既存ボーリング資料を収集した。資料は三重県建設技術センターから計18地点、伊勢市から計8地点に加え、国土情報検索サイト「Kuni Jiban」(土木研究所, 2018)で公開されている計2地点を使用した。三重県建設技術センターおよび伊勢市の資料については、記載内容に基づいてXML形式データを作成した。また、Loc.Aの柱状図は川瀬(2012)の地質断面から読み取った。これらのデータを用いて、ボーリング柱状図解析システム(木村, 2011)を使用して地質断面図を作成した。

4. 堆積物の記載と解釈

GS-ISE-1 コアおよびGS-ISE-1' コアは、粒度や色調、堆積構造、貝化石、珪藻化石群集の特徴から、下位から順にユニット1 ~ 6に区分される(第2図)。

4.1 ユニット1(網状河川チャネル堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度40.71 ~ 57.64 m (標高-39.19 ~ -56.12 m)。

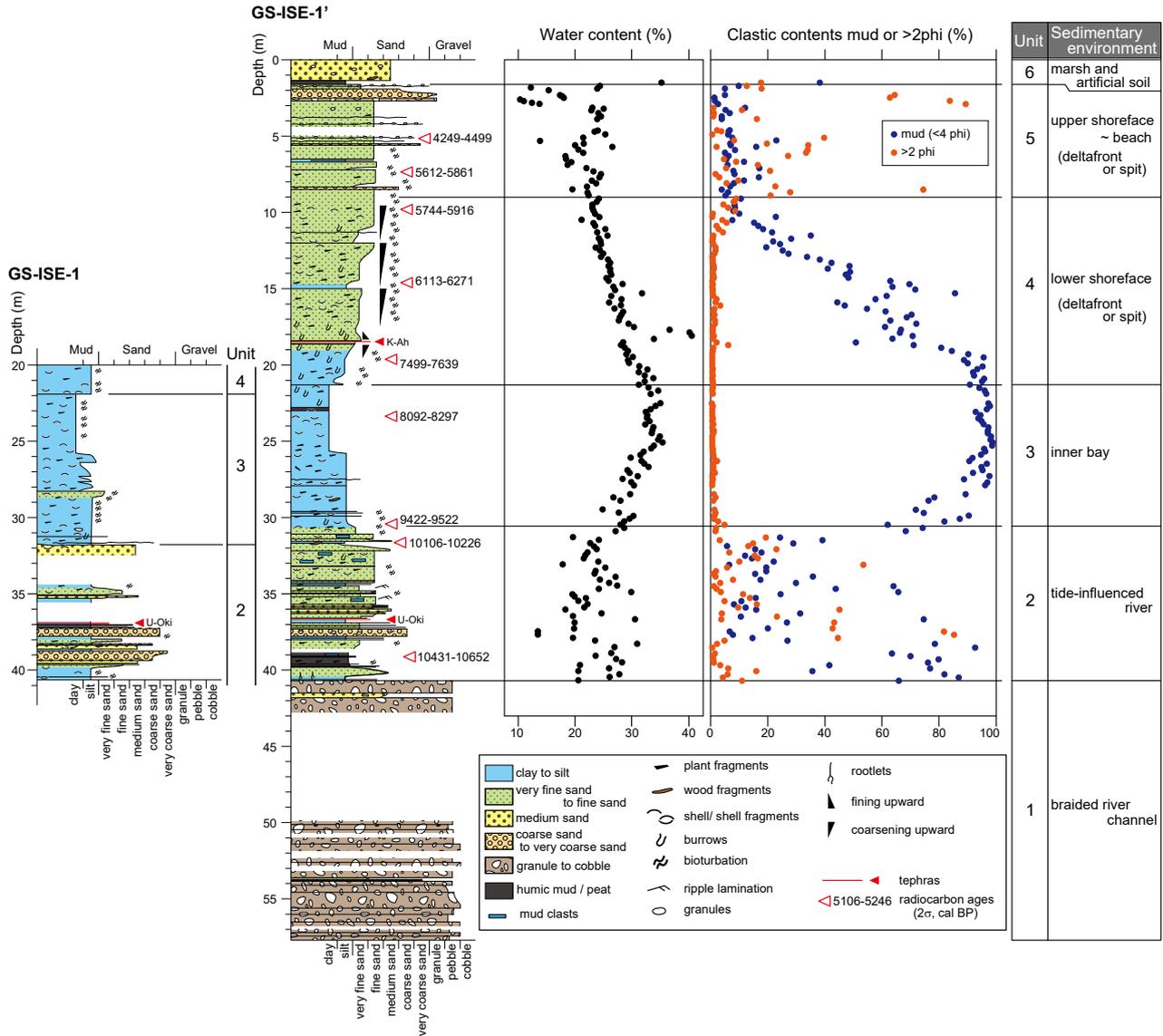
層相: 黄褐色あるいは暗オリーブ色を呈する砂礫層で、径2 ~ 10 cm程度の垂円~垂角礫を主体とする。ところどころにコア径よりも大きい礫が混じる。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層から成る(第3図A)。基質は細粒砂~粗粒砂混じりシルトである。礫種は結晶片岩、チャート、砂岩が多い。貝化石は産出しない。

解釈: 貝化石を含まず、垂円~垂角礫を主体とする砂礫から構成されることから、本ユニットは礫質河川堆積物であると推定される。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層は網状河川堆積物に特徴的とされ(Miall, 1977)、本ユニットは網状河川チャネル堆積物と解釈される。上位のユニット2から得られた年代測定値(後述)から、本ユニットは少なくとも10.5 ka頃よりも前に堆積したと推定され、最終氷期最盛期に形成された開析谷に堆積した沖積層基底礫層に対比される可能性が高い。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の平田層に相当する。

4.2 ユニット2(感潮河川堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度30.40 ~ 40.71 m (標高-28.88 ~ -39.19 m)。GS-ISE-1 コアの深度31.61 m (標高-30.09 m)以深。

層相: 腐植物混じりの砂泥互層から成る。下位のユニット1との境界はコアの乱れにより不明である。GS-ISE-1' コアの深度38.85 m以深は泥質堆積物が優勢で、含泥率が概ね60 ~ 90%である。オリーブ黒色あるいは暗オリーブ灰色を呈する腐植質シルトに層厚1 ~ 2 cm程度のシルト質細粒砂の薄層が挟在する。GS-ISE-1' コアの深度



第2図 GS-ISE-1およびGS-ISE-1' コアの地質柱状図および含水率、粒度組成。

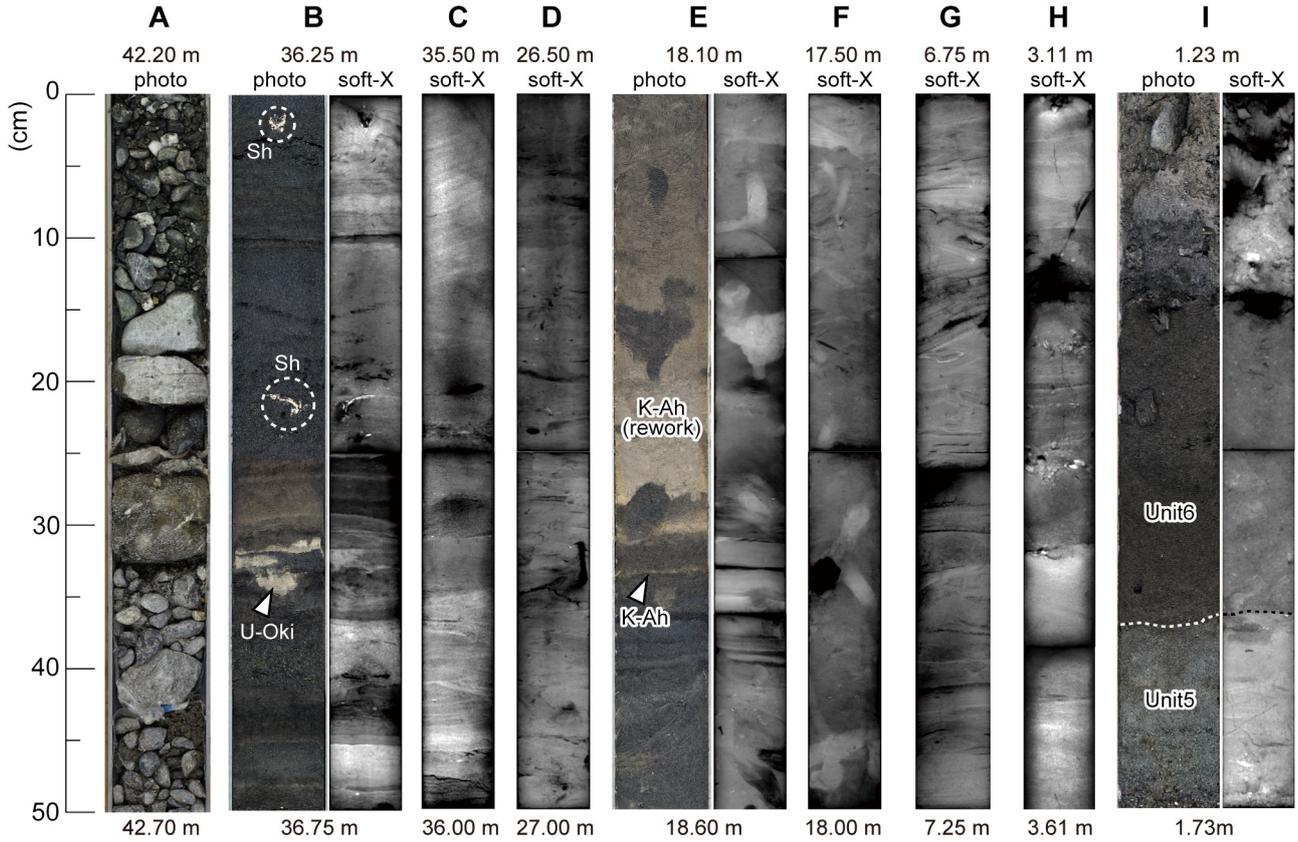
Fig. 2 Geological columnar and water and clastic content of GS-ISE-1 and GS-ISE-1' cores.

38.85 m以浅は砂質堆積物が優勢で、含泥率が概ね40%以下となる。シルト質極細粒砂～細粒砂を主体とし、まれに中粒砂～細礫が混じる。また、腐植物に混じって、マッドクラストや貝殻片が認められる(第3図B)。全体に生物擾乱じょうらんを受けているが、GS-ISE-1' コアの深度35.37～36.20 mは平行葉理や低角斜交葉理、カレントリップルが認められる(第3図C)。含水率は概ね20～40%で推移する。

貝化石：GS-ISE-1' コアの深度31.65 m, 32.51 mおよび37.58～37.60 m, GS-ISE-1 コアの深度32.16 m, 32.81 mおよび37.36 mからは河口の汽水域に生息するヤマトシジミ *Corbicula japonica* Primeの貝化石が合弁の状態で産出した。

珪藻化石：汽水～海水生種と淡水生種の混在によって特徴づけられる(第4図)。深度38.20 m以深では海水藻場指標種の *Cocconeis scutellum*、海水砂質干潟指標種の *Planolithidium hauckianum* とともに、中～下流性河川指標種の *Melosira varians*、淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* や *Thalassiosira bramaptrae* が多産する。深度37.60 m以浅では淡水生種の産出頻度が減少し、かわって外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属、 *Cyclotella striata* が5～10%前後の産出頻度を示し多産する。

テフラ：GS-ISE-1 コアの深度36.96 mおよびGS-ISE-1' コアの深度36.58～36.60 mに層厚約1～2 cmの淘汰の良い白色極細粒砂から成る火山灰層が認められた(第3図B)。



第3図 GS-ISE-1' コアにみられるユニット1～6の典型的なコア写真と軟X線写真. A: 深度42.20～42.70 m, ユニット1. B: 深度36.25～36.75 m, ユニット2. Shは貝殻片を示す. C: 深度35.50～36.00 m, ユニット2. D: 深度26.50～27.00 m, ユニット3. E: 深度18.10～18.60 m, ユニット3. F: 深度17.50～18.00 m, ユニット3. G: 深度6.75～7.25 m, ユニット4. H: 深度3.11～3.61 m, ユニット5. I: 深度1.23～1.73 m, ユニット5および6.

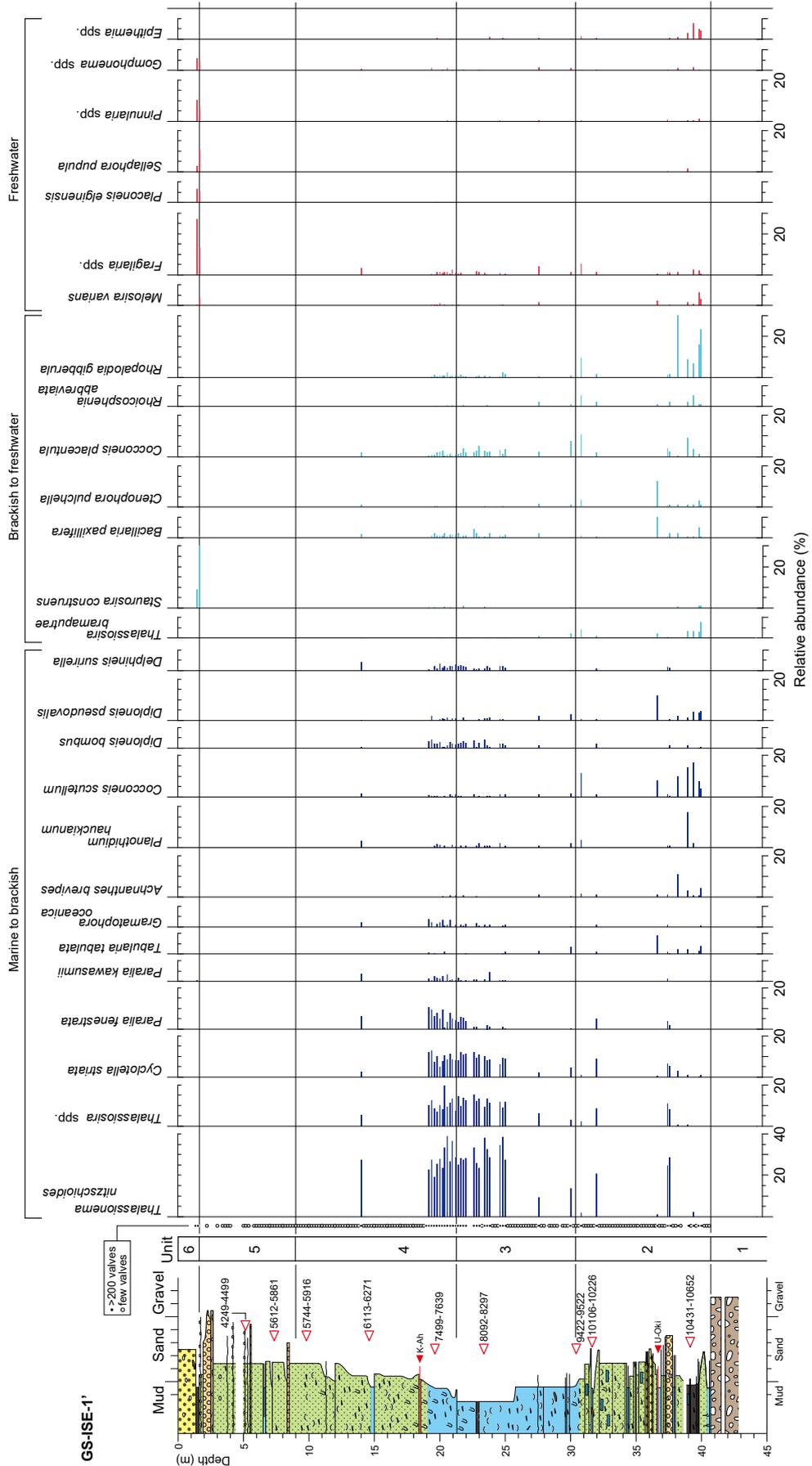
Fig. 3 Core photographs and Soft X-ray images of GS-ISE-1' core. A: depth 42.20–42.70 m, Unit 1; B: depth 36.25–36.75 m, Unit 2, Sh indicates shell fragments; C: depth 35.50–36.00 m, Unit 2; D: depth 26.50–27.00 m, Unit 3; E: depth 18.10–18.60 m, Unit 3; F: depth 17.50–18.00 m, Unit 3; G: depth 6.75–7.25 m, Unit 4; H: depth 3.11–3.61 m, Unit 5; I: depth 1.23–1.73 m, Units 5 and 6.

この火山灰層に含まれる火山ガラスは軽石型を主体とし、その屈折率は1.521–1.523を示す(第1表)。また、火山ガラスの主成分化学組成は、 K_2O が7.31%、 Na_2O が6.39%と著しく高く、 SiO_2 は61.50%である(第1表)。これらの特徴が既報の特徴(第1表; 町田・新井, 2003; Park *et al.*, 2007; Smith *et al.*, 2013)と一致することから、このテフラ層準は鬱陵隠岐テフラ(U-Oki; 10,177–10,255 cal BP, Smith *et al.*, 2013)に対比される。

^{14}C 年代: GS-ISE-1' コアの深度30.43 mの木片から9,422–9,522 cal BP, 深度31.65 mのヤマトシジミの貝化石から10,106–10,226 cal BP, 深度39.11 mの植物片から10,431–10,652 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈: 本ユニットは、汽水～海水生珪藻と淡水生珪藻が混在することやヤマトシジミの貝化石が多産することから、淡水と海水が混合する感潮河川の河口部(エスチュアリー; Dalrymple, 1992)で堆積したと推定される。深度38.85 m(標高–37.33 m)よりも下位では細粒で腐植質

な層準を含むこと、淡水生珪藻がやや多く産出することから、主流路から外れた湿地あるいは干潟で堆積したと考えられる。年代測定値とテフラから推定されるコアの堆積曲線は、東京低地で復元された海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)と近似する値で推移することから(第5図)、当時の古水深が0 m付近であったことが示唆され、上記の堆積環境の解釈とも調和的である。深度38.85 mよりも上位はカレントリップルなどの流水の影響を受けたことを示す堆積構造が認められること、中粒砂以上の粗粒な堆積物を多く含むことから、河川的主流路やその近傍に位置していた可能性が高い。さらに、淡水生珪藻が減少して内湾指標種が増加することから、上位に向けて水深が増加したことが示唆される。これらの特徴から深度38.85 m以浅は干潟よりもさらに海側に位置するtidal sand bar (Dalrymple, 1992)の堆積物である可能性が高い。深度30.43 mの木片から得られた年代測定値は、当時の海水準よりも明らかに上位に位置し(第5図)、上記



第4図 GS-ISE-1' コアの珪藻ダイアグラム.

Fig.4 Diatom fossil assemblages of GS-ISE-1' core.

第1表 火山ガラスの屈折率および主成分化学組成。分析値は15粒子の平均値で、主成分の合計を100%とした。FeO*は総Fe値をFeOとして計算した値を示す。

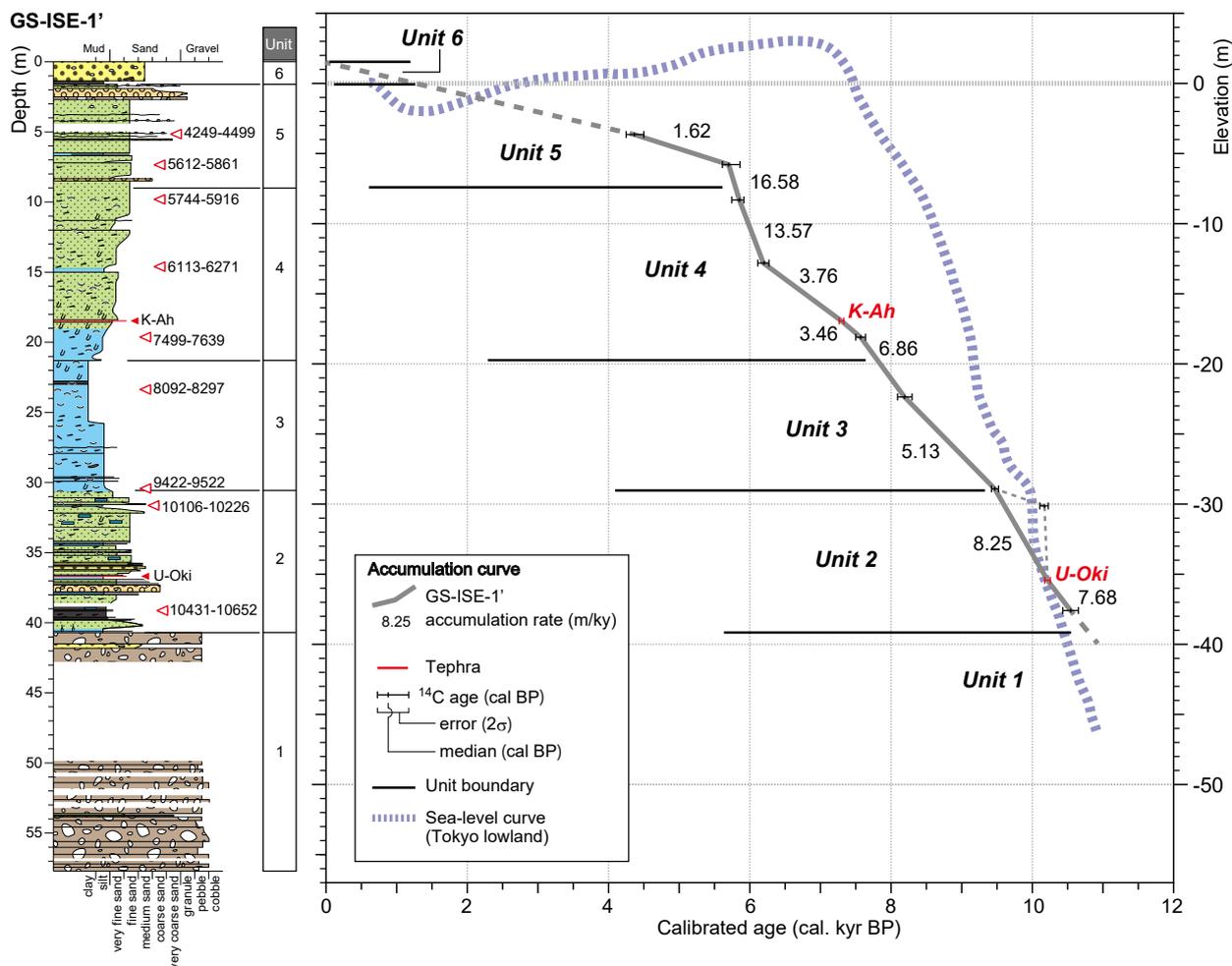
Table 1 Results of refractive index and chemical composition of glass shards. Values of chemical composition are calculated based on assumption that total of them should be 100% (Averaged value. N=15). FeO* means that we assumed all the oxidized Fe should exist as FeO in the glasses and computed their contents in EDX system.

Tephra	Site	Depth (m)	Refractive index of glass (n) range	Major chemical composition of glass shards (wt%)											Reference		
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	N			
U-Oki	GS-ISE-1	36.96	1.521-1.523	1.523	23	Ave.	58.20	0.45	18.34	2.81	0.17	0.24	1.46	6.05	6.92	94.64	This study
				S.D. ⁿ	0.10	0.42	0.13	0.07	0.07	0.13	0.34	0.28	15				
				Ave. ⁿ	61.50	0.48	19.38	2.97	0.17	0.25	1.54	6.39		7.31	100.00		
						S.D. ⁿ	0.26	0.11	0.11	0.14	0.07	0.08	0.15	0.35	0.23		
			1.518-1.524			Ave. ⁿ	61.60	0.44	20.10	2.90	0.20	0.30	1.50	6.70	6.30	100.00	Machida and Arai (2003)
			-			Ave. ⁿ	61.05	0.50	19.61	3.17	0.14	0.30	1.61	6.53	7.09	100.00	Smith <i>et al.</i> (2013)
			-			Ave. ⁿ	60.70	0.42	19.69	3.88	0.17	0.26	1.43	6.76	6.67	100.00	Park <i>et al.</i> (2007)
K-Ah	GS-ISE-1'	18.46	1.506-1.510	1.510	28	Ave.	72.28	0.57	12.47	2.34	0.10	0.44	1.93	3.59	2.90	96.62	This study
				S.D. ⁿ	0.80	0.06	0.19	0.12	0.05	0.04	0.11	0.10	0.08	15			
				Ave. ⁿ	74.81	0.59	12.90	2.42	0.11	0.46	2.00	3.71	3.00		100.00		
						S.D. ⁿ	0.22	0.06	0.11	0.11	0.05	0.04	0.10	0.09	0.09		
			1.508-1.516			Ave. ⁿ	75.00	0.53	13.00	2.50	0.07	0.50	2.00	3.60	2.80	100.00	Machida and Arai (2003)

第2表 放射性炭素年代測定結果一覧。暦年較正のためのデータセットは、1がIntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013), MがMarine13.14c (Reimer *et al.*, 2013) を用いたことを示す。

Table 2 List of radiocarbon ages. Dataset for calibration, 1: IntCal13.14c (Reimer *et al.*, 2013); M: Marine13.14c (Reimer *et al.*, 2013).

Site	Depth (m)	Elevation (m T.P.)	Material	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (cal BP, 2σ)	Probability (%)	Median (cal BP)	Lab. No.	Dataset	Reference
GS-ISE-1'	5.15	-3.63	plant fragments	-27.89 ± 0.34	3930 ± 30	4249 - 4274	4.0	4366	IAAA-180418	I	This study
	7.31	-5.79	plant fragments	-26.86 ± 0.36	4980 ± 30	5612 - 5632	2.8	5700	IAAA-180419	I	This study
	9.83	-8.31	shell (<i>Macra chinensis</i> Philippi)	-0.25 ± 0.27	5470 ± 30	5744 - 5916	100.0	5852	IAAA-180420	M	This study
	14.58	-13.06	shell (<i>Velamolpa micra</i> (Plisbry))	2.08 ± 0.38	5770 ± 30	6113 - 6271	100.0	6202	IAAA-180421	M	This study
	19.62	-18.10	shell (<i>Dosinella cf. angulosa</i> (Philippi))	0.95 ± 0.29	7090 ± 30	7499 - 7639	100.0	7569	IAAA-180422	M	This study
	23.88	-22.36	shell (<i>Phacosoma japonicum</i> (Reeve))	2.64 ± 0.42	7720 ± 30	8092 - 8297	100.0	8190	IAAA-180423	M	This study
	30.43	-28.91	wood fragments	-26.99 ± 0.32	8430 ± 30	9422 - 9522	100.0	9468	IAAA-180424	I	This study
	31.65	-30.13	shell (<i>Corbicula japonica</i> Prime)	-5.14 ± 0.33	9320 ± 30	10106 - 10226	100.0	10170	IAAA-180425	M	This study
	39.11	-37.59	plant fragments	-29.16 ± 0.41	9330 ± 30	10431 - 10462	6.2	10543	IAAA-180426	I	This study
Loc.A	10.12	-8.50	Shell	-1.12	6700 ± 70	7066 - 7393	100.0	7230	NUTA-6322	M	Kawase (2012)



第5図 GS-ISE-1' コアの堆積曲線。海水準変動曲線は田辺ほか(2012)による東京低地で復元された曲線。年代測定値の詳細は第2表に示す。

Fig. 5 Sediment accumulation curve of GS-ISE-1'. Sea-level curve in Tokyo lowland is based on Tanabe *et al.* (2012). Details of radiocarbon ages are shown in Table 2.

の堆積環境解釈と矛盾することから、再堆積した試料を測定した可能性が高いと考えられる。年代測定値とテフラ層準から堆積速度は7.68～8.25 m/kyと見積もられる(ただし、圧密の影響は考慮していない; 第5図)。本ユニットは、層序・層相から鈴木・日吉(1962)の伊勢神戸層、川瀬(2012)の下部砂層にそれぞれ相当する。鈴木・日吉(1962)は伊勢神戸層を更新統最上部と解釈しているが、U-Okiテフラや¹⁴C年代測定値から本ユニットは概ね9.5～10.5 ka頃に堆積したと考えられ、完新統に対比される。本ユニットは海進期のエスチュアリーシステムを構成する堆積物であると解釈される。

4.3 ユニット3(内湾堆積物)

深度: GS-ISE-1' コアの深度21.31～30.40 m(標高-19.79～-28.88 m)。GS-ISE-1 コアの深度21.93～31.61 m(標高-20.41～-30.09 m)。

層相: オリーブ黒色を呈する塊状の泥質堆積物から成り、シルト主体から粘土主体へと上方細粒化する。含泥率は60%以上で、深度25 m付近まで徐々に増加して96～99%に達する。中粒砂よりも粗い粒子はほぼ含まれない。含水率は25～35%前後でばらつきが少なく、上方に増加する傾向を示す。全体に貝殻片を多く含み、生物擾乱が顕著である(第3図D)。また、深度25 m以深では腐植物を多く含む。下位のユニット2とは泥質堆積物が卓越する点で区別されるが、両ユニットの地層境界は漸移的で不明瞭である。

貝化石: GS-ISE-1' コアの深度23.88 mに潮間帯下部から水深60 mに生息するカガミガイ*Phacosoma japonicum* (Reeve), 深度23.77～23.85 mにウニ化石が認められた。また、GS-ISE-1 コアの深度22.95～22.98 mから内湾性のイヨスダレ*Paphia undulata* (Born) (合弁), 深度24.55 mからムシロガイ*Niotha livescens* (Philippi), 深度24.56～24.59 m

から内湾性のヤカドツノガイ *Dentalium (Paradentalium) octangulatum* Donovanが産出する。

珪藻化石：外洋指標種の *T. nitzschioides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属、*C. striata* の多産によって特徴づけられる(第4図)。なかでも外洋指標種の *T. nitzschioides* は20～40%と高率である。ユニット2に比べると干潟に特徴的な *Achnanthes brevipes* や *P. hauckianum*、*Cocconeis scutellum* などの産出頻度が少ない。

¹⁴C年代：GS-ISE-1' コアの深度23.88 mの内湾性の貝化石(カガミガイ)から8,092–8,297 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈：本ユニットは泥質堆積物を主体とすること、内湾に特徴的な珪藻化石(*C. striata*、*Thalassiosira*属など)や貝化石が多産することから、内湾堆積物であると推定できる。得られた年代測定値から、本ユニットは概ね8.0～9.5 ka頃に堆積したと推定される。上位ほど内湾指標種の珪藻化石が卓越することから上方に水深が増加したことが示唆され、海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)との対比から水深は約2 mから約17 mまで増加したと推定される(第5図)。水深が増加することや、腐植物の混入などの河川営力の増大を示す層相変化が認められないことから、本ユニットは海進期の堆積物であると考えられる。従って、本ユニットは、下位のユニット2とともに、海進期のエスチュアリーシステムを構成すると解釈でき、エスチュアリー中央部のcentral basinの堆積物であると推定される。年代測定値から堆積速度は5.13～6.86 m/kyと見積もられる(第5図)。本ユニットは鈴木・日吉(1962)の四日市港層、川瀬(2012)の中部泥層に相当する。

4.4 ユニット4(下部外浜堆積物)

深度：GS-ISE-1' コアの深度9.00～21.31 m(標高-7.48～-19.79 m)。GS-ISE-1 コアの深度21.93 m(標高-20.41 m)以浅。

層相：オリーブ黒～暗オリーブ灰色を呈する淘汰の良い極細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂から成り、上方粗粒化する。全体に貝殻片が多く混じり、生物擾乱や巣穴化石が認められる(第3図E、F)。また、腐植物の混入が認められ、上方に向けて含有量が増加する。含泥率は95%前後から10%前後まで上方に徐々に減少する。中粒砂よりも粗い粒子の含有量はほぼ0%で推移するが、ユニット最上部の深度11 m付近よりも上位では5～10%前後と増加する。含水率は深度18 m付近で40%前後とやや高くなるのを除き、25～35%で安定的に推移し、上方に減少する傾向を示す。下位のユニット4との境界は遷移的で不明瞭である。

貝化石：GS-ISE-1' コアの深度9.83 mから潮間帯下部～水深20 mに生息するバカガイ *Maetra chinensis* Philippiが、深度14.58 mから潮間帯下部～水深20 mに生息するヒメカノコアサリ *Velemolpa micra* (Pilsbry)が、深度19.62 mから

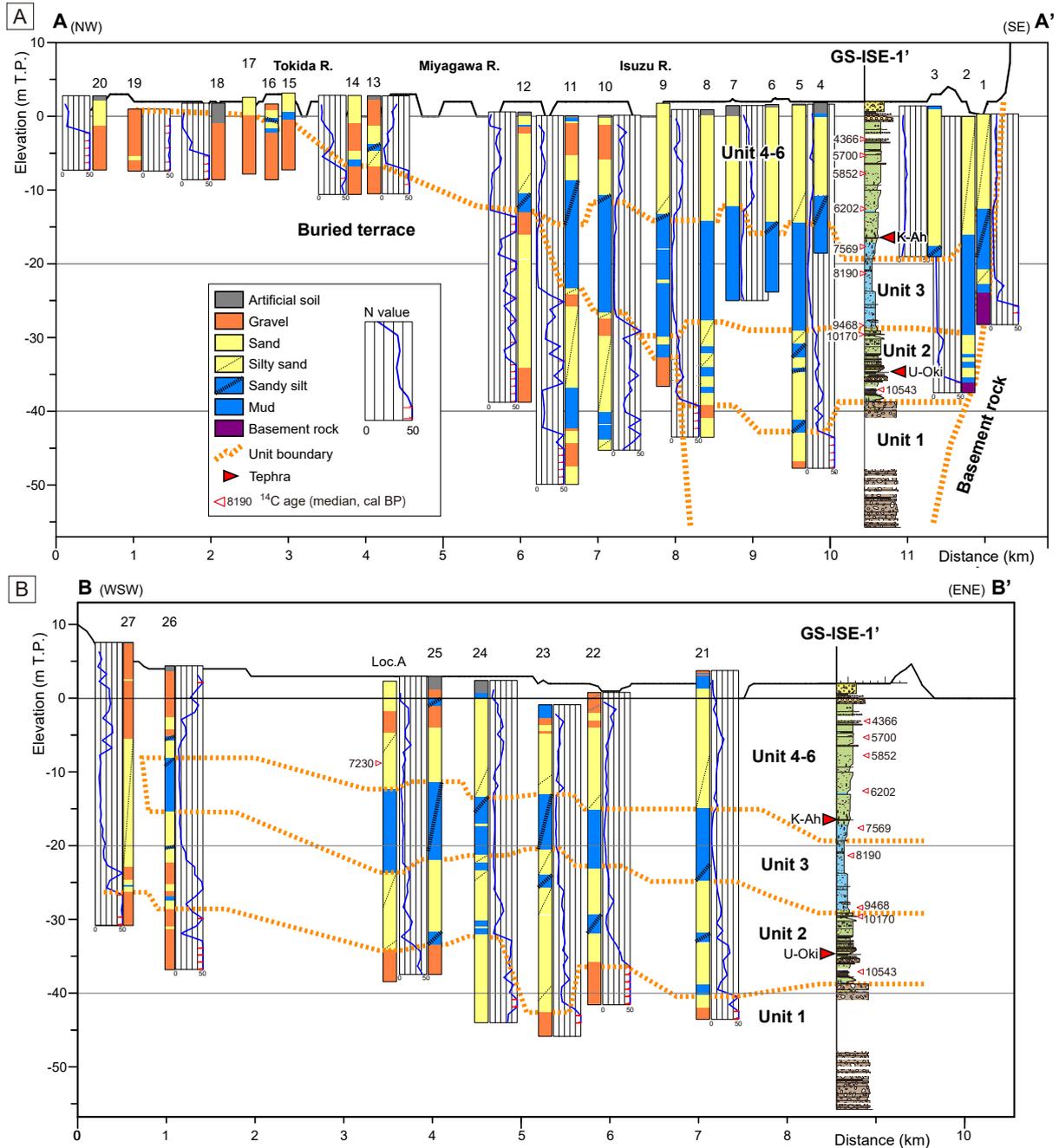
ウラカガミ *Dosinella* cf. *angulosa* (Philippi)が産出する。また、深度15.75 mから内湾性のイオスタレ(合弁)が、GS-ISE-1の深度16.23～16.25 mから潮間帯に生息するウミナナ *Batillaria multififormis* (Lischke)、深度17.63～17.65 mから潮間帯に生息するイボウミナナ *Batillaria zonalis* (Bruguère)が産出する。

珪藻化石：シルトを主体とする深度19.20 m以深では珪藻化石が比較的多く産出し、外洋指標種の *T. nitzschioides*、内湾指標種の *Thalassiosira* 属、*C. striata*、*Paralia fenestrata* がそれぞれ10～15%以上の産出頻度を示し、優占的に産出する(第4図)。また、海水砂質干潟指標種の *Delphineis surirella*、汽水～海水生種の *Paralia kawasumii* および *Grammatophora oceanica* が5%前後の産出頻度を示す。深度19.00 m以浅は珪藻化石の含有量が少なく、深度14.00 mでのみ計数した。この層準では深度19.20 m以深と類似し、外洋指標種と内湾指標種が卓越する群集組成を示すが、*Thalassiosira* 属および *C. striata* の産出頻度が5～10%程度低く、かわって干潟に特徴的な *P. hauckianum* や *C. scutellum*、*D. surirella* がわずかに多く産出する。

テフラ：GS-ISE-1' コアのユニット基底から2.85 m(深度18.46 m)に白色を呈する層厚約5 mmの細粒砂サイズの火山ガラス濃集層が認められる(第3図E)。この火山ガラスの屈折率は1.506–1.510で、火山ガラスの主成分化学組成は、SiO₂が74.81%、MgOが0.46%、CaOが2.00%と高い(第1表)。既報のテフラとの対比から、このテフラ層準は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah; 7,165–7,303 cal BP, Smith et al., 2013)に対比される。

¹⁴C年代値：GS-ISE-1' コアの深度19.62 mの貝化石(ウラカガミ)から7,499–7,639 cal BP、深度14.58 mの貝化石(ヒメカノコアサリ)から6,113–6,271 cal BP、深度9.83 mの貝化石(ハイガイ *Tegillarca granosa* (Linnaeus))から5,744–5,916 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈：本ユニットは汽水～海水生珪藻や貝化石を多産することから海域で堆積したことが示唆される。さらに、砂質堆積物から成り、上方に粗粒化し腐植物含有量も増加することから、河川の影響が徐々に増加したと考えられる。GS-ISE-1' コアよりも陸側におけるユニット3の堆積時期が不明であるため(第6図)、本ユニットは①デルタフロントの一部、②砂嘴(spit)堆積物の一部の2つの可能性が考えられる。前者は陸側のユニット3堆積後に本ユニットが堆積した場合、後者はGS-ISE-1' コアのユニット4が堆積後にも陸側でユニット3の堆積が継続した場合が該当する。宮川デルタは波浪営力の影響を受けたデルタであり、波浪営力下の沿岸域としての性格も併せ持っている。淘汰の良い細粒砂層は下部外浜(lower shoreface)に特徴的とされ(斎藤, 1989)、生物擾乱を受けた細粒砂層は下部外浜堆積物の構成要素のひとつとされる(Yagishita, 1994; 八木下, 2002)。従って、本ユニット



第6図 宮川平野における地質断面図。測線位置は第1図に示す。A：A-A'断面，B：B-B'断面。

Fig. 6 Geological sections in the Miyagawa Plain. Location of sections are shown in the Fig. 1B. A: A-A' section, B: B-B' section.

はデルタフロントあるいは砂嘴を構成する下部外浜堆積物であると解釈できる。得られた年代測定値やテフラから、本ユニットは5.8～8.0 ka頃に堆積したと推定され、海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)と堆積曲線の対比から古水深が20 m前後で推移したことが示唆される(第4図)。これは現在の宮川デルタの縦断面と底質分布(第1図B, C)とも調和的である。GS-ISE-1コアで産出した潮間帯に生息するウミニナやイボウミニナの貝化石は、周辺に

分布していた干潟などから二次的にもたらされて堆積した可能性が高い。年代測定値とテフラ層準から、堆積速度は3.46～3.76 m/kyと見積もられる(第5図)。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の上部砂層の下部に相当すると考えられる。

4.5 ユニット5(上部外浜～海浜堆積物)

深度:GS-ISE-1'の深度1.60～9.00m(標高-0.08～-7.48 m)。

層相:本ユニットの下部(深度5.70 m以深)は淘汰の悪い細粒砂～中粒砂から成る。下位のユニット4とは中粒砂よりも粗い粒子を含むことや貝化石が含まれないことで区別されるが、地層境界は漸移的で不明瞭である。含泥率は概ね5～20%前後であるが、ばらつきが大きい。また、中粒砂よりも粗い粒子の割合が下位に比べて高く、10%以上を示す層準も多く認められる。含水率は10～25%で、ばらつきが大きい。本ユニットの一部には低角のくさび状葉理が認められる(第3図G)。また、一部に生物擾乱が認められるが、下位のユニット4に比べると擾乱の程度は低い。本ユニット上部(深度5.70 m以浅)は下部に比べて淘汰の良い細粒砂から成り、ところどころに粗粒砂～細礫を主体とする層厚1～3 cm程度の薄層を挟む。深度2.23～2.73 mにはやや厚層の粗粒砂～細礫層が挟在する。また、本ユニット上部の一部に低角斜交葉理あるいは平行葉理が認められる(第3図H)。深度5.2 m付近と深度6.5 m付近には暗褐色を呈する有機質シルトの薄層が認められる。

珪藻化石:本ユニットでは珪藻化石の産出が少なく、計数ができなかった(第4図)。

^{14}C 年代値:GS-ISE-1' コアの深度5.15 mの植物片から4,249–4,499 cal BP、深度7.31 mの植物片から5,612–5,861 cal BPの年代測定値が得られた(第2表)。

解釈:本ユニットは下位のユニット4から連続して上方粗粒化傾向を示す砂質堆積物から成り、ユニット4と同様にデルタフロント堆積物あるいは砂嘴堆積物の一部であると考えられる。本ユニットの深度5.70 m以深は下位のユニット4に比べて粗粒で細礫が混入することから、浅海化が進んで波浪の営力をより強く受けるようになったことが示唆される。トラフ型斜交葉理の発達する礫混じりの中粒～粗粒砂は上部外浜堆積物の特徴のひとつとされる(斎藤, 1989; Bhattacharya and Walker, 1992)。また、貝殻片を含まず、生物擾乱の少ない層相も上部外浜堆積物から報告されている(例えば、藤原ほか, 2006)。これらの特徴や下位の下部外浜堆積物(ユニット4)を覆うことから、本ユニット下部はデルタフロントまたは砂嘴を構成する上部外浜堆積物と解釈される。他方、本ユニット上部(深度5.70 m以浅)は、上部外浜堆積物を覆い、平行葉理の発達する淘汰の良い細粒砂を主体とし、砂礫の薄層や有機質な細粒層を挟在することから、前浜から後浜にかけての堆積物(海浜堆積物; Bhattacharya and Walker, 1992)であると考えられる。年代測定値から推定される堆積速度は、ユニット下部で13.57～16.58 m/ky、上部で1.62 m/kyである(第5図)。海水準変動曲線(田辺ほか, 2012)を参照すると、本ユニットの水深は約15 mから上位に向けて減少していったと考えられる(第5図)。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の上部砂層の上部に相当する。

4.6 ユニット6(堤間湿地堆積物および人工土壌層)

深度:GS-ISE-1'の深度0.00～1.60 m(標高1.52～-0.08 m)。

層相:本ユニット下部(深度1.35～1.60 m)は黒色を呈する極細粒砂混じりシルトから成り、下位のユニット5とは明瞭な地層境界で接する(第3図I)。ところどころに植物根が認められる。ユニット上部(深度1.35 m以浅)は淘汰不良の細礫混じり粗粒砂～極粗粒砂から成る。礫は径2～3 mm程度、最大径10 mmで、角～垂角礫を主体とする。**珪藻化石:**深度1.42 mおよび1.60 mでは淡水生および淡水～汽水生種が卓越し、汽水～海水生種がほとんど産出しない(第4図)。深度1.60 mでは淡水～汽水生種の *Staurosira contruensis* が30%と多産するが、深度1.42 mでは8.7%に産出頻度が減少し、かわって淡水生種が増加する。淡水生種では *Fragilaria* 属が多く、次いで止水域に特徴的な *Pinnularia* 属や *Gomphonema* 属、沼沢湿地付着種の *Placoneis elginensis* などが多産する。

解釈:珪藻化石群集から本ユニット下部(深度1.35～1.60 m)の有機質なシルト層は淡水湿地堆積物と考えられ、掘削地点の海側に浜堤列が新たに付加・発達することによって、海浜から堤間湿地へと環境が変化したと推定される。本ユニットは、鈴木・日吉(1962)の富田浜層および川瀬(2012)の最上部層に相当すると考えられる。ユニット上部の細礫混じりの粗粒～極粗粒砂は、淘汰不良で角礫が混じることや、掘削地点が水田を埋めてつくられた造成地であること考慮すると、人工土壌層である可能性が高いと解釈される。

5. 地下地質分布

本章では、既存ボーリング資料から作成したA-A'およびB-B' 測線における地質断面図(第1図B、第6図)に基づき、コア試料で区分した各ユニットの分布について考察する。

A-A' 断面では地点1、2でユニット3あるいは4の下位に軟岩・風化岩から成る基盤が分布する。また、地点8・9間では礫層上面に約8 mの高度差が認められ、地点10において標高-40 m付近に分布する泥層の一部がN値50以上を示す。これらから、地点9よりも北西側の地点には埋没段丘面が存在している可能性が高いと考えられる。従って、最終水期最盛期の宮川開析谷は、南縁が地点2とGS-ISE-1' コアの間、北縁が地点8と9の間に位置すると解釈できる。埋没段丘面の上面は北西側に浅くなり、地点12では標高-12 m、地点13～20では標高-8 m以浅に位置する。こうした埋没段丘面の分布形態は川瀬(2012)の推論を概ね支持する。

ユニット1は、N値40～50以上の砂層あるいは砂礫層として追跡でき、A-A' 断面において標高-40 m付近を頂部として開析谷内に分布することが確認できる。その分布形態から、開析谷の幅は約2.5～4 kmと推定される。開析谷内ではN値5～15前後を示す砂泥互層が側

方に連続性よく分布し、GS-ISE-1' コアとの対比からユニット2に対比される。ユニット2の分布標高は-28～-40 mで、地点2や地点9にも分布することから、ユニット1よりも広い範囲に堆積したことが示唆される。B-B' 断面からユニット2は陸側へも連続的に追跡することができ、地点27では後述するユニット4および5と一連の砂泥層（シルト質砂）がみられる。ユニット1・2の地層境界は上流に向かって浅くなり、地点26や地点27では標高-26～-28 m付近に位置する。

川瀬(2012)は開析谷の陸側延長を現在の勢田川の山地出口に位置すると解釈し、最終氷期最盛期に宮川が亀谷郡川～朝川の谷(第1図B)を経由して勢田川の開析谷に流れていた可能性を示している。しかしながら、この谷には低位および中位段丘面が谷を分断する形で分布しており(第1図B; 西岡ほか, 2010)、最終氷期の宮川がこれらを貫いて流下していたとは考えにくい。上述したB-B' 断面におけるユニット1の分布形態からは、勢田川の山地出口よりもさらに西側にも開析谷が連続していたことが示唆される。従って、宮川の開析谷は現在の宮川の山地出口を通り、地点27付近から東流していたと解釈するのが妥当であろう(第1図B)。

ユニット3はN値2～5程度の軟弱な砂泥層あるいは泥層として追跡でき、A-A' 断面の地点1～11、B-B' 断面のGS-ISE-1' コアから地点26まで側方に連続性よく認められる。その分布標高は、現在の海岸線付近(A-A' 断面)で-10～-28 mであり、陸側に向けてユニット基底が浅くなり薄層化する。地点23よりも陸側では砂質シルトが卓越する。

ユニット4～6は、ボーリング資料の記載から明確に区別することが困難であるため、ここでは一連のデルタフロント～デルタプレーンまたは砂嘴を構成する堆積物として一括して扱う。ユニット4～6は側方に連続的に追跡でき、その基底は標高-8～-15 m付近に位置し、南東側に向けて深くなる。A-A' 断面の地点3や4には地表面の極浅部に薄い泥質堆積物が分布しており、堤間湿地や浜堤列の背後に位置することから、ユニット6に対比される可能性がある。また、地点10～13および地点22～27では地表付近の数m程度に礫質堆積物が多く認められ、宮川のチャンネル堆積物が分布している可能性がある。

6. 沖積層の堆積過程

本章では、GS-ISE-1' コアの解析結果や地層の分布形態と、川瀬(2012)の示した地層区分および年代測定値結果に基づき、宮川平野の沖積層の堆積過程について考察する。

最終氷期最盛期(約20 ka)には、平野南縁部に沿う開析谷を礫質網状河川が伊勢湾に向けて流下していたと考えられる。後氷期に海水準が上昇に転じると次第に海水の影響が宮川平野にも及ぶようになり、10.5 ka頃には

GS-ISE-1' コア掘削地点周辺で海水の影響が及ぶようになり、塩性湿地から河口域、さらに内湾へと海水準の上昇に呼応して水深が増加していったと考えられる。GS-ISE-1' コア掘削地点では10.3 ka頃に感潮河川の河口域が、9.5 ka頃に内湾環境がそれぞれ成立した。内湾環境は海水準上昇によって徐々に陸側へと拡大していったと推定され、ユニット3の分布範囲から地点26付近まで及んだと考えられる。

内湾堆積物(ユニット3)の堆積速度は5.13～6.86 m/kyと見積もられ、濃尾平野(Ogami *et al.*, 2015)や東京低地(田辺ほか, 2012; 田辺, 2013)などと比較して明らかに大きい。この要因のひとつとしては、宮川平野の規模に対して土砂供給量が大きいことが考えられる。宮川平野の沖積低地の面積(約50 km²)に対する宮川水系の流域面積(920 km²)や平均流量(62.1 m³/s)は、濃尾平野(沖積低地の面積1,300 km²に対し木曾川などの諸河川の流域面積の和10,110 km², 平均流量169 m³/s; Hasada and Hori, 2016)や東京低地(沖積低地の面積960 km²に対し利根川などの諸河川の流域面積の和12,900 km², 平均流量290 m³/s; Komatsubara *et al.*, 2017)と比較して大きい。また、宮川流域は多雨地帯であり、湿潤気候下では降水量が多いほど山地の削剥量が大きくなる傾向があること(吉川, 1985)を考慮すると、下流域の宮川平野にもたらされる土砂供給量は比較的大きいと推定される。実際に、宮川の年間土砂供給率(集水面積あたりの年間土砂供給量)は370 m³/km²・yrと見積もられ、国内では土砂供給量の多いグループに属する(Yoshikawa, 1974)。

ユニット4および5はデルタフロント堆積物あるいは砂嘴堆積物と解釈される。砂嘴堆積物の場合、ユニット4はユニット3と同時異相的に堆積し、海岸部に砂嘴を持つエスチュアリーシステムを構成していたと考えられる。GS-ISE-1' コアから得られた年代測定値からは、7.5～8.0ka頃に砂嘴の形成が開始された可能性が示唆される。他方、GS-ISE-1' コアよりも約5 km内陸側に位置するLoc.A(第1図B)では、川瀬(2012)により「上部砂層(=デルタフロント堆積物)」中の標高-8.50 mから7,066～7,393 cal BP (6,700±70 yr BP)の年代測定値が報告されている(第6図B, 第2表)。これは、遅くとも7.2～7.3 ka頃までにデルタフロントの前進が始まっていた可能性を示している。仮にユニット4がデルタフロント堆積物であるとすると、GS-ISE-1' コアとLoc.Aでほぼ同時期にデルタが形成されていたことになり、7～8 ka頃のデルタフロントの前進速度が速かったか、デルタフロントスロープの傾斜が緩かった可能性が示唆される。後者は、宮川平野に狭長な海域が湾入していて、潮汐営力によって広範囲に砂質堆積物の堆積しやすかった(堀・斎藤, 2003)ことが一因であるかもしれない。その後、GS-ISE-1' コア掘削地点では堆積物の累重によって水深が減少し、4.3 ka頃までに海浜が発達するようになったと考えられる。

なお、ユニット4は、河川や波浪による土砂供給の影響が下位に比べて増したと考えられる一方で、堆積速度はユニット3に比べて小さくなる(第5図)。この要因のひとつとして、ユニット4が埋没段丘面を覆うこと(第6図A)から、宮川デルタの堆積場が段丘面上に拡大し堆積空間が大きく増大した影響が考えられる。

7. まとめ

本研究では、波浪営力の影響下でデルタが発達する沖積低地のひとつとして宮川平野を取り上げ、オールコア試料の堆積相解析、¹⁴C年代測定、火山灰分析の結果から堆積環境変遷を復元し、宮川デルタの形成過程について検討した。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 平野南東部のGS-ISE-1' コアおよびGS-ISE-1 コアでみられた沖積層は、下位から順にユニット1:網状河川チャネル堆積物、ユニット2:感潮河川堆積物、ユニット3:内湾堆積物、ユニット4:下部外浜堆積物、ユニット5:上部外浜~海浜堆積物、ユニット6:堤間湿地堆積物および人工土壌層に区分される。
- 2) 最終氷期最盛期の宮川開析谷は、川瀬(2012)が示したように現在の海岸線付近では平野南縁に位置していたと推定されるものの、その陸側延長部は勢田川の山地出口ではなく宮川の山地出口に延長していた可能性が高い。
- 3) 宮川平野では、後氷期の海水準上昇に伴って10.3 ka頃に潮汐の影響が及ぶ河口域となった。その後、9.5 ka頃には内湾環境が成立し、徐々に陸側へと拡大していった。GS-ISE-1' コア周辺では7.5~8.0 ka以降にデルタフロントまたは砂嘴が形成されたと推定され、4.3 ka頃までに現在の海岸線付近に海浜が発達するようになった。
- 4) 内湾堆積物(ユニット3)の堆積速度は5.13~6.86 m/kyで、濃尾平野などと比べて大きい。これは平野の規模に対して土砂供給量が大きく土砂が広範囲に拡散しやすかったことなどが影響していると考えられる。

謝辞：ボーリング調査にあたっては、伊勢市生活福祉課に多大な便宜を図って頂いた。コア観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏と藤田千枝子氏にご協力頂いた。既存ボーリング資料のXMLファイル作成にあたっては、地質情報研究部門の和田明美氏と成島孝子氏にご協力頂いた。査読者の田村 亨博士ならびに編集委員の松本 弾博士からの指摘により、本稿は大きく改善された。以上の方々に深く感謝申し上げる。

文 献

Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada,

Newfoundland, 157–177.

千葉 崇・澤井祐紀(2014)環境指標種群の再検討と更新。Diatom(珪藻学会誌), **30**, 別冊, 17–30.

中部地方整備局(2015)宮川水系河川整備計画。44p. <https://www.cbr.mlit.go.jp/mie/river/plan/process/miyagawa/pdf/seibi.pdf>. (閲覧日:2020年6月16日)

Dalrymple, R.W. (1992) Tidal Depositional Systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Newfoundland, 195–218.

Davis, R.A. Jr. and Hayes, M.O. (1984) What is a wave-dominated coast?. *Marine Geology*, **60**, 313–329.

土木研究所(2018)国土地盤情報検索サイト「Kuni Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/> (参照日:2018年4月20日)。

藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口 強(2006)1703年元禄・1923年大正関東地震に伴う房総半島南岸の館山浜堤平野システムの発達過程。第四紀研究, **45**, 235–247.

古澤 明(1995)火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別。地質学雑誌, **101**, 123–133.

Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard, M.L. ed., *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, 87–98.

Hasada, K. and Hori, K. (2016) Carbon storage in a Holocene deltaic sequence: An example from the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 194–207.

堀 和明・斎藤文紀(2003)大河川デルタの地形と堆積物。地学雑誌, **112**, 337–359.

Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q. and Wang, P. (2002) Architecture and evolution of the tide-dominated Changjiang (Yangtze) River delta, China. *Sedimentary Geology*, **146**, 249–264.

Hori, K., Tanabe, S., Saito, Y., Haruyama, S., Nguyen, V. and Kitamura, A. (2004) Delta initiation and Holocene sea-level change: example from the Song Hong (Red River) delta, Vietnam. *Sedimentary Geology*, **164**, 237–249.

堀 和明・斎藤文紀・田辺 晋(2006)アジアの大河川にみられる沖積層。地質学論集, **59**, 157–168.

片岡智哉・藤木 峻(2018)実海域における短波海洋レーダを用いた波浪計測手法の適用性と課題。土木学会論文集B2(海岸工学), **74**, I-1459-I-1464.

川瀬久美子(2012)伊勢平野南部、宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形。愛媛大学教育学部紀要, **59**, 179–186.

小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五(2006)

- 小林弘珪藻図鑑第1巻. 内田老鶴圃, 東京, 531p.
- 木村克己(2011) ボーリングデータ処理システムの公開. 産業技術総合研究所TODAY, **11**, no.1, 19.
- 国土地理院(1973) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[鳥羽].
- 国土地理院(1974) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[松阪].
- 国土地理院(1976) 25,000分の1沿岸海域土地条件図[答志].
- 国土地理院(2014a) 25,000分の1治水地形分類図[明野].
- 国土地理院(2014b) 25,000分の1治水地形分類図[伊勢].
- 国土地理院(2014c) 25,000分の1治水地形分類図[二見・鳥羽].
- 国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所(2020) 伊勢湾環境データベース, <http://www.isewan-db.go.jp/index.asp>. (閲覧日:2020年6月16日)
- Komatsubara, J., Ishihara, Y., Nakashima, R. and Uchida, M. (2017) Difference in timing of maximum flooding in two adjacent lowlands in the Tokyo area caused by the difference in sediment supply rate. *Quaternary International*, **455**, 56–69.
- 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, 東京, 336p.
- 増田富士雄(2019) 第10章 海面安定期から海退期の地層形成. 増田富士雄編「ダイナミック地層学 大阪平野・神戸六甲山麓・京都盆地の沖積層の解析」, 近未来社, 名古屋, 103–113.
- Mazda, Y. (1984) Year-to-year Change in Water Exchange Characteristics in a Semi-Enclosed Bay, Lake Hamana. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **40**, 199–206.
- Miall (1977) A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, **13**, 1–62.
- 長岡信治・横山祐典・中田正夫・前田保夫・奥野淳一・白井克己(1997) 有明海南東岸玉名平野の地形発達史と完新世海面変化. 地理学評論, **70A**, 287–306.
- 日本水路協会(2015) 海底地形デジタルデータM7002 Ver.2.3 遠州灘.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫(2010) 20万分の1地質図[伊勢]. 産総研地質調査総合センター.
- 奥谷喬司(2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 平塚, 1382p.
- Ogami, T., Sugai, T. and Fujiwara, O. (2015) Dynamic particle segregation and accumulation processes in time and space revealed in a modern river-dominated delta: A spatiotemporal record of the Kiso River delta, central Japan. *Geomorphology*, **235**, 27–39.
- Orton, G.J. and Reading, H.G. (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**, 475–512.
- Park, M.H., Kim, J.H. and Kil, Y.W. (2007) Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, **244**, 196–208.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 斎藤文紀(1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, **98**, 164–179.
- 斎藤文紀(1991) 東京湾小櫃川三角州の地形と堆積物. 堆積学研究会報, no.35, 41–48.
- 斎藤文紀(2005) ヒマラヤーチベットの隆起とアジアの大規模デルタ: デルタの特徴と完新世における進展. 地質学雑誌, **111**, 717–724.
- Saito, Y., Ikehara, K. and Tamura, T. (2016) Coastal Geology and Oceanography. In: Moreno, T., Wallis, S.R., Kojima, T. and Gibbons, W., eds., *The Geology of Japan*, 409–430, Geological Society of London.
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・竹村恵二・岩尾雄四郎(1994) 有明海北岸低地の第四系. 九州大学理学部研究報告(地球惑星科学), **18**, 103–129.
- 白神 宏(1985) FeS₂含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造. 地理学評論, **58**, 631–644.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephtras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2020) CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org/calib/>. (閲覧日: 2020年6月16日)
- 鈴木好一・日吉 直(1962) 第2章 伊勢湾南部臨海地帯の地質構造. 建設省計画局・三重県編, 伊勢湾南部臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書, **2**, 4–7.
- 鈴木隆介(1998) 建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地. 古今書院, 東京, 554p.
- 田村 亨(2018) 古環境記録としての日本列島の波浪卓越海岸. 第四紀研究, **57**, 197–210.
- 田辺 晋(2013) 東京低地と中川低地における最終氷期最

- 盛期以降の古地理. 地学雑誌, **122**, 949–967.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行(2012)東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, **118**, 1–19.
- 海津正倫(1992)木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程. 堆積学研究会報, **36**, 47–56.
- ト部厚志(2008)越後平野の阿賀野川沿いにおける沖積層の堆積システム. 第四紀研究, **47**, 191–201.
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行(2006)越後平野の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの発達様式. 地質学論集, no. 59, 111–127.
- 渡辺仁治編(2005)淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基づく汚濁指数DAI_{po}, pH耐性能. 内田老鶴圃, 東京, 666p.
- Yagishita, K. (1994) Planar cross-bedding associated with tip currents of Upper Cretaceous formations, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, **93**, 155–163.
- 八木下晃司(2002)岩相解析および堆積構造. 古今書院, 東京, 222p.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一(2003)濃尾平野ボーリングコア解析にもとづく完新統の堆積過程. 第四紀研究, **42**, 335–346.
- Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, **6**, 1–14.
- 吉川虎雄(1985)湿润変動帯の地形学. 東京大学出版会, 東京, 132p.
- (受付 : 2020年6月26日 ; 受理 : 2021年1月8日)

物理定数から見た日本の新第三紀花崗岩類

大熊 茂雄^{1,*}・金谷 弘²

OKUMA Shigeo and KANAYA Hiroshi (2021) Physical properties of Neogene granitic rocks in Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 72 (1), p. 81-94, 10 figs, 1 table.

Abstract: Petrophysical measurements such as density, porosity, magnetic susceptibility and Natural Remanent Magnetization (NRM) of Jurassic, Cretaceous and Paleogene granitic rocks which constitute the Japanese Islands had been conducted to clarify their physical properties. Similar measurements have been conducted for Neogene granitic rocks in Japan this time. Neogene granitic rocks in Japan are distributed widely from the backbone mountains of Hokkaido, the northernmost big island to Yakushima and Ishigaki Islands in the southern island chains. However, most plutons are relatively small except the Kofu, Tanzawa and Yakushima Granites with some outcropping areas and it is not easy to collect samples from every small pluton. Therefore, samples of Neogene granitic rocks were collected mainly from the Kofu and Kai-Komagatake Granites, and the Chichibu and Tanzawa Granites in the outer zone of Southwest Japan and measured in this study. The total number of measurements amounted to 210.

The results of the measurements were classified and summarized as in six areas: 1) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, 2) Chichibu and Tanzawa Granites, 3) Kofu and Kai-Komagatake Granites, 4) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, 5) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites and 6) Yakushima Granites.

The mean density increases from the Southern Kyushu Granites ($2.62 \text{ g/cm}^3 = 10^3 \text{ kg/m}^3$) to the Yakushima, Kofu and Kai-Komagatake, Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake, Chichibu and Tanzawa, Cape Shiono and Cape Muroto Granites (2.96 g/cm^3) in this order. The mean porosity is almost inversely proportional to its mean density and ranges from 0.29 % to 1.94 %.

The mean magnetic susceptibility indicates 2×10^{-4} and 5×10^{-4} (SI) for the Southern Kyushu and Yakushima Granites, 5×10^{-3} for the Cape Shiono Granites, 10^{-2} for the Cape Muroto Granites, 2×10^{-2} and 3×10^{-3} for the Kofu and Kai-Komagatake Granites, 3×10^{-2} for the Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites and 4×10^{-2} for the Chichibu and Tanzawa Granites.

On a basis of petrophysical properties and their lithology, granitic rocks of the Southern Kyushu and Yakushima Granites are defined as paramagnetic to weak magnetic. The Cape Shiono and Cape Muroto Granites are paramagnetic to weak magnetic and medium magnetic, respectively. Those of the Kofu and Kai-Komagatake Granites are high magnetic and medium magnetic, respectively. Both the Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, and the Chichibu and Tanzawa Granites indicate high magnetic. No relationship between the density and NRM is observed except the samples of the Tanzawa Granites. Königsberger ratio (Qn) of the rock samples shows less than 0.4 except the samples of the Yakushima Granites, and the Cape Shiono and Cape Muroto Granites.

These results are summarized in Table 1 (physical properties of Neogene granitic rocks in Japan).

Keywords: density, porosity, magnetic susceptibility, NRM, Qn ratio, granitic rocks, Neogene

要 旨

日本列島を構成する基盤花崗岩類の物理的性質を明確にするため、これまでジュラ紀、白亜紀-古第三紀花崗岩類の物理定数に関する研究を行ってきたが、今回は新第三紀花崗岩類について同様の研究を行った。新第三紀

花崗岩類は北は北海道の脊梁部から南は屋久島、石垣島に到る日本列島全体に分布し比較的小規模岩体が多く、ある程度の大きさの露出面積を示すのは甲府、丹沢、屋久島花崗岩である。従って今回は、甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩そして秩父・丹沢花崗岩を中心に西南日本外帯の岩石について記載を行った。取り扱った試料数は210個で

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 故人 (元産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門) (Deceased, previously AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: OKUMA, S, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan, E-mail: s.okuma@aist.go.jp

あった。

結果は以下のようである。

平均密度は南九州(薩摩半島・大隈半島)花崗岩の2.62 g/cm³から室戸岬花崗岩の2.96 g/cm³に到る。また平均孔隙率はほぼこれに逆比例して0.29%から1.94%を示す。

平均磁化率は南九州・屋久島花崗岩の 2×10^{-4} (SI)および 5×10^{-4} から潮岬花崗岩の 5×10^{-3} , 室戸岬花崗岩は 10^{-2} , 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩の 2×10^{-2} および 3×10^{-3} , 越後湯沢・和田峠・那須花崗岩の 3×10^{-2} , 秩父・丹沢花崗岩の 4×10^{-2} である。これらに各々の岩質を加味して判断すると南九州・屋久島花崗岩と潮岬花崗岩は弱・常磁性, 室戸岬花崗岩は中磁性, 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩は中, 強磁性, 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩そして秩父・丹沢花崗岩は強磁性である。

密度と自然残留磁化(NRM)の相関は丹沢花崗岩以外見られない。 Qn 比(Königsberger ratio)は潮岬・室戸岬花崗岩と屋久島花崗岩を除き0.4以下である。

1. はじめに

本研究は, 日本列島を構成する基盤深成岩類の物理的諸性質を明確にするための一環として既に, 飛騨花崗岩, 北上花崗岩, 阿武隈花崗岩, 足尾および西南日本内帯花崗岩について行っており(金谷・大熊, 2003, 2005, 2007, 2010, 2011), 使用した岩石試料およびその詳細については, 産業技術総合研究所の地質情報データベース「日本列島基盤岩類物性データベースpb-rock21」(https://gbank.gsj.jp/pb-rock21/index_J.html (閲覧日: 2020年9月14日))で公開を行ってきた。今回これらの研究に引続き新第三紀花崗岩類について, その物理的性質の測定を行った。なお, 本論では各地域に分布する花崗岩類の岩体を「地域名+花崗岩」と表記するものとする。本研究での試料の採取位置を第1図に示す。

測定を行った物理的性質は密度・孔隙率・磁化率(帯磁率)・自然残留磁化(NRM)そして Qn 比(Königsberger ratio)である。

2. 研究の概要

これまで新第三紀花崗岩に関する研究は岩石学的見地や地球化学そして鉱床との関連など数多くの報告がみられる。特に丹沢・甲府花崗岩については多くの報告があり, 甲府花崗岩(片田, 1956; 加藤, 1968; 角田, 1971; 三村ほか, 1984; 佐藤・石原, 1981, 1983など)に加え, 丹沢花崗岩(相馬・吉田, 1966; 滝田, 1974, 1980など)も数多く, 磁化率(佐藤・石原, 1983)や磁化率の異方性(金丸・高橋, 2005)まで含めた幅広い報告がなされている。これらの報告にはかなりの数の物理定数が公表されているものもあり本報告での公表数を遙かに上回っているものもある。その他潮岬花崗岩(三宅, 1981; 久富・三宅, 1981), 足摺岬花崗岩(村上・今岡, 1985), 南九州

花崗岩(岡本ほか, 1987)など多くの報告がみられる。このほか絶対年代に関する報告も数多く見られる。

今回参考として用いた資料は以下の通りである。

5万分の1地質図幅, 御岳昇仙峡(三村ほか, 1984), 甲府(片田, 1956), 串本(広川・水野, 1965), 内之浦(野沢・大田, 1967), 屋久島西南部(佐藤・長浜, 1979)。

20万分の1地質図東京(坂本ほか, 1987), 甲府(尾崎ほか, 2002), 田辺(徳岡ほか, 1982), 剣山(神戸, 1969), 宇和島(寺岡・栗本, 1989), 開聞岳および黒島の一部(川辺ほか, 2004), 屋久島(斎藤ほか, 2007)である。

また, 岩石試料採取位置と花崗岩分布との関係が分かるように, 20万分の1日本シームレス地質図(脇田ほか, 2009)から新第三紀花崗岩類の深成岩と貫入岩の分布を抽出し, 第1図に重ねて表示した。

3. 試料および測定方法

露頭より採取した数kgの岩石塊より円筒ビットを用いて直径25 mm (または25.4 mm)の円柱試料を切り出し, これを25 mm (または25.4 mm)の長さで切断し直径, 長さ共に同寸法の円柱試料数個を切り出す。この試料を用いて密度, 孔隙率, 磁化率, そして自然残留磁化(NRM)の測定を行った。この寸法は帯磁率計(磁化率計)およびスピナー磁力計の試料ホルダーの形状による。

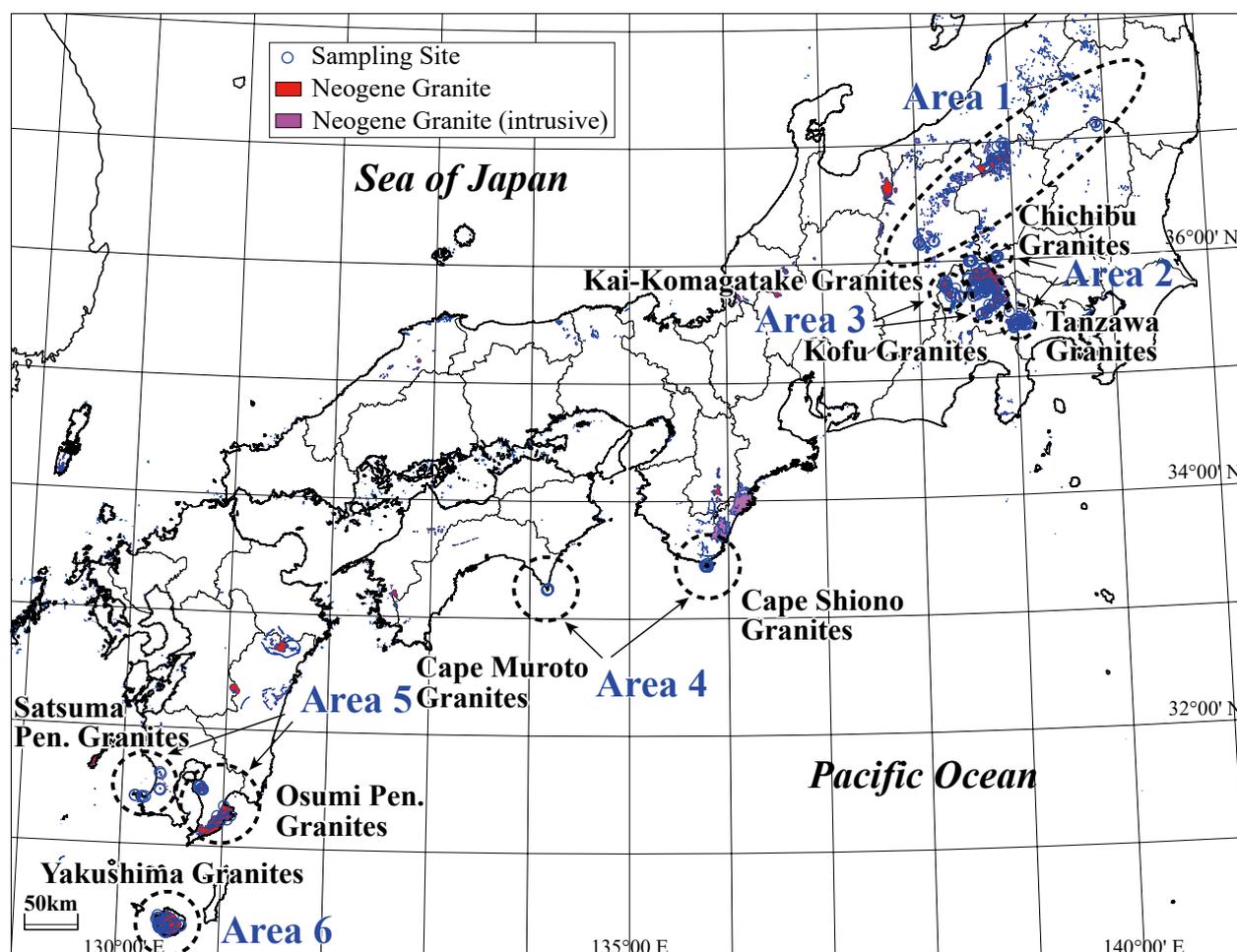
密度測定は上皿天秤の下部フックにケージを吊るし純水(水道水を活性炭とイオン交換樹脂を通したもの)を用いた。強制乾燥は試料の変形, 磁氣的性質の変化を避けるため熱を用いず真空槽中に一定時間放置し, 強制湿潤状態は, 岩石試料を水につけたまま真空槽中で減圧し, 48時間以上放置した後水中重量および空中重量の秤量を行った。

磁化率測定はBison 3101型帯磁率計(Bison社, 米国)およびMS2 (MS2B)型帯磁率計(Bartington社, 英国)を用いた。自然残留磁化(NRM)の測定はスピナー磁力計SMM-88型(夏原技研, 日本国)を使用した。これらは全てSI慣用系(小玉, 1999)にて表示した。従って磁化率は無名数, 磁化強度はA/mである。磁化率測定は前記2機種で行った。両機種合わせた磁化率の測定範囲は 10^{-6} – 10^0 (SI)で再現性も良好である。

SMM-88型磁力計では, X, Y, Z軸方向それぞれ4回(6スピン)の測定でスタッキング回数が35回の時, 全磁力のバラツキ(1σ)が50%を示す際の強度はおおよそ 3×10^{-3} ($\times 10^{-6}$ Am²)で測定試料の大きさを考えると単位体積あたり 2.3×10^{-4} (A/m)である。この値は一般的に強度の弱い花崗岩試料には十分な感度ではない。

4. 分析手法

測定結果を表示するのに花崗岩類の分化指数として通常SiO₂やDI (Differentiation Index)を使用するがここでは密度(乾燥密度 ρ_d)を横軸に使用した。これは求められた



第1図 研究対象地域と岩石採取地点.

Area 1: 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, Area 2: 秩父・丹沢花崗岩, Area 3: 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, Area 4: 潮岬・室戸岬花崗岩, Area 5: 南九州花崗岩, Area 6: 屋久島花崗岩. 新第三紀花崗岩類の分布は, 20万分の1シームレス地質図DVD版(脇田ほか, 2009)から作成した.

Fig.1 Sampling sites of Neogene granitic rocks in Japan (this study).

Area 1: Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, Area 2: Chichibu and Tanzawa Granites, Area 3: Kofu and Kai-Komagatake Granites, Area 4: Cape Shiono and Cape Muroto Granites, Area 5: Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, Area 6: Yakushima Granites. The distribution areas of Neogene granitic rocks were plotted from the digital data of the seamless geologic map of Japan at a scale of 1:200,000 DVD edition (Wakita *et al.*, 2009)

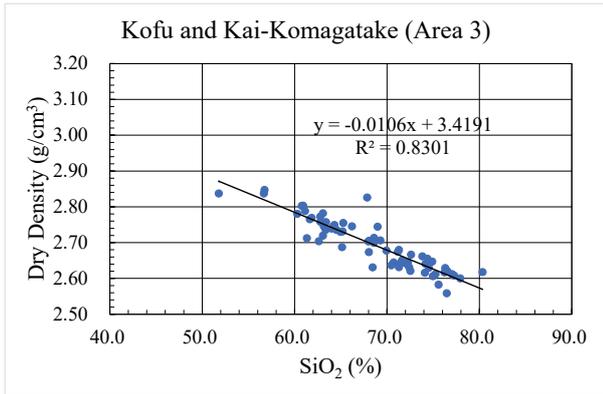
物理定数が分化指数に依存するためである。密度の精度は当測定では $0.002 \text{ (g/cm}^3 = 10^3 \text{ kg/m}^3)$, 以下同様)程度が確保されており, これは SiO_2 の分析精度0.12%程度に匹敵するので十分ではないかと考えられる。金谷・大熊(2003, 2005, 2007, 2010, 2011)と同様甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩について密度と SiO_2 , Fe_2O_3 (全鉄, いずれも重量%)との対比図(第2図aおよびb)を作成した。いずれもこれまでの結果と非常に調和的である。

各項目の記載は, 新第三紀花崗岩類は1岩体あたりの規模が小さいため, 試料数が少なく分散や平均値を求めることが難しい。このため地域を分割し, 以下のように

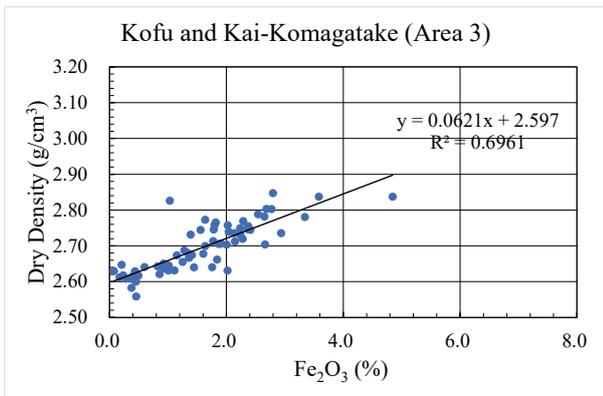
一括して取りまとめを行った(第1図および第1表)。1. 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, 2. 秩父・丹沢花崗岩, 3. 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, 4. 潮岬・室戸岬花崗岩, 5. 南九州花崗岩(薩摩半島, 大隈半島), 6. 屋久島花崗岩。

4.1 密度

新第三紀花崗岩類の乾燥密度の頻度分布図(第3図a-f)を地域ごとにまとめて表示した。越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩($n = 24$)の密度の変化範囲は $2.53\text{--}2.79 \text{ (g/cm}^3)$ であり, 平均値は2.69, 最頻値は2.71である。秩父花崗岩($n = 14$)の変化範囲は $2.63\text{--}2.79$ で, 平均値は



(a)



(b)

第2図 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩の密度と化学組成(SiO₂およびFe₂O₃(全鉄))の対比図。黒の実線は回帰分析線を示す。

(a) 密度とSiO₂との対比図。(b) 密度とFe₂O₃(全鉄)との対比図。

Fig.2 Relationship between density and chemical compositions (SiO₂, total Fe as Fe₂O₃) of the Chichibu and Tanzawa Granites. Black solid lines indicate linear regression lines. (a) Relationship between density and SiO₂, (b) Relationship between density and total Fe as Fe₂O₃.

2.72, 最頻値は2.74である。丹沢花崗岩(n = 31)の変化範囲は2.51–2.98, 平均密度2.76, 最頻値は2.75にみられ密度の大きい試料の割合が多いことが伺える。甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩(n = 68)の変化範囲は2.56–2.85, 平均密度2.69, 最頻値は2.65および2.74で, 2.65は甲斐駒ヶ岳花崗岩に由来する。潮岬花崗岩(n = 16)の変化範囲は2.60–3.07, 平均密度2.87, 最頻値は2.85に見られる。室戸岬花崗岩の平均密度は2.96(n = 6)であった。南九州(n = 24)は平均密度2.62, 屋久島花崗岩(n = 27)は変化幅が狭く(2.58–2.74), 平均密度は2.67, 最頻値は2.68であった。

4.2 孔隙率

密度同様孔隙率の頻度分布図(第4図a–f)を作成した。

越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩の平均値は1.84%でその最頻値は0.93%であり, やや風化の進んだ試料が少数含まれている事を意味している。秩父花崗岩は平均1.49%で最頻値は0.78%にみられる。丹沢花崗岩は平均1.14%で, 最頻値は0.73%であった。甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩の平均値は1.31%, その最頻値は0.68%, 1.28%でいずれも甲府花崗岩によるものである。甲斐駒ヶ岳花崗岩の最頻値は1.90%である。潮岬花崗岩の平均値は0.99%, 室戸岬は0.29%である。南九州花崗岩の孔隙率は1.70%そして屋久島花崗岩類の平均値は1.05%, 最頻値は0.95%であった。

4.3 磁化率

磁化率の頻度分布図(第5図a–f)を作成した。越後湯沢・和田峠・那須岳の磁化率についてみると2–3 × 10²付近にピークが見られ比較的高い値を示している。丹沢花崗岩は2–5 × 10²付近にピークがみられる。甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩約半数の試料が10³以下, 残り半数の試料が1–4 × 10²の値を示す。潮岬花崗岩は3 × 10³と2 × 10²にピークがみられる。屋久島花崗岩は大半の試料が10³以下の値を示す。秩父花崗岩は5 × 10²付近にピークがみられ, 同じく室戸岬花崗岩は2 × 10²付近にピークが見られる。

4.4 磁化率と密度の対比

岩石の分化指数として密度を横軸に, 磁化率を縦軸にとってこれを対比した(第6図a–f)。

プロットされた測定値は大雑把にみて密度, $\rho_d = 2.60$ (g/cm³)と磁化率, $\kappa_{SI} = 10 \times 10^5$ および $\rho_d = 2.95$ と $\kappa_{SI} = 100 \times 10^5$ を結ぶ下限線と, 同じく $\rho_d = 2.60$ と磁化率, $\kappa_{SI} = 2,000 \times 10^5$ と $\rho_d = 2.95$ および $\kappa_{SI} = 20,000 \times 10^5$ を結ぶ上限線間に含まれる。

この下限線および上限線を, より細分化し密度が2.60と2.90の時, 磁化率を30 × 10⁵, 300 × 10⁵, 2本目を60 × 10⁵, 600 × 10⁵, 3本目を600 × 10⁵, 6,00 × 10⁵を加え30–300 × 10⁵以下を常磁性, 30–300 × 10⁵と60–600 × 10⁵間を弱磁性, 60–600 × 10⁵と600–6,000 × 10⁵間を中磁性そして600–6,000 × 10⁵以上の領域を強磁性として分類(金谷・大熊, 2010)し考察した。

越後湯沢・和田峠・那須岳(第6図a)花崗岩は殆どの試料が強磁性を示す。秩父・丹沢花崗岩(b)も秩父花崗岩の一部試料(南部岩体, 弱・常磁性)を除き強磁性を示す。丹沢花崗岩は強磁性花崗岩で, 1試料を除き高い磁化率を示し密度の増加に伴い直線的に増加しているように見える。甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩(c)は強, 中, 弱・常磁性の全域に分布するがその割合は, 甲府花崗岩が55, 25, 20%, 甲斐駒ヶ岳花崗岩8, 58, 33%で甲斐駒ヶ岳花崗岩はいわゆる中磁性花崗岩である。潮岬花崗岩(d)は弱磁性・常磁性が80%近くを占め, 室戸岬花崗岩(d)の試

第1表 日本列島に露出する新第三紀花崗岩類(本研究)の物理定数のとりまとめ.

Table 1 Physical properties of Neogene granitic rocks in Japan (this study).

花崗岩類名	区域	試料数	密度範囲	平均密度	最頻値	平均 孔隙率	最頻値	平均 磁化率	最頻値	平均 Qn比	最頻値
Granitic Rock Name (Area)	Sub Area	Sample No.	Dry Density Range (g/cm ³)	Dry Density (Mean) (g/cm ³)	Dry Density (Mode) (g/cm ³)	Porosity (Mean) (%)	Porosity (Mode) (%)	Magnetic Susceptibility (Mean) (SI)	Magnetic Susceptibility (Mode) (SI)	Qn Ratio (Mean)	Qn Ratio (Mode)
越後湯沢・和田峠・那須岳 Echigo Yuzawa, Wada Pass and Nasu Granites (Area 1)		24	2.53-2.79	2.69	2.71	1.84	0.93	3.033E-02	2.625E-02	0.40	< 0.4
秩父・丹沢花崗岩		45	2.51-2.98	2.75	2.67 2.75	1.24	0.75	4.175E-02	2.250E-02 5.750E-02	0.34	< 0.4
Chichibu and Tanzawa Granites (Area 2)	秩父 Chichibu	14	2.63-2.79	2.72	2.74	1.49	0.78	2.988E-02	5.750E-02	0.50	< 0.4
	丹沢 Tanzawa	31	2.51-2.98	2.76	2.75	1.14	0.73	5.362E-02	2.500E-02 4.500E-02		< 0.4
甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩		68	2.56-2.85	2.69	2.65 2.74	1.31	0.68 1.13	1.047E-02	2.125E-02	0.41	< 0.4
Kofu and Kai-Komagatake Granites (Area 3)	甲府 Kofu	55	2.56-2.85	2.70	2.74	1.20	0.68 1.13	1.800E-02	2.125E-02	0.47	< 0.4
	甲斐駒ヶ岳 Kai- Komagatake	13	2.62-2.83	2.66	2.65	1.77	1.78 1.98	2.941E-03	4.125E-03	0.15	< 0.4
潮岬・室戸岬花崗岩	潮岬 Cape Shiono	16	2.60-3.07	2.87	2.85	0.99	0.05	5.028E-03	7.625E-04 1.625E-02	1.99	< 0.4 > 0.4
Cape Shiono and Cape Muroto Granites (Area 4)	室戸岬 Cape Muroto	6	2.90-3.09	2.96	2.96	0.29	0.05	1.403E-02	1.875E-02	1.01	> 0.4
南九州花崗岩		24	2.54-2.69	2.62	2.61 2.66	1.70	1.15	2.428E-04	2.625E-04	0.47	< 0.4
Southern Kyushu Granites (Area 5)	薩摩半島 Satsuma Peninsula	10	2.54-2.69	2.62	2.67	1.94	0.65	3.273E-04	2.625E-04	0.51	< 0.4
	大隅半島 Osumi Peninsula	14	2.55-2.67	2.61	2.61 2.67	1.52	0.93	1.583E-04	7.625E-05	0.44	< 0.4
屋久島花崗岩 Yakushima Granites (Area 6)		27	2.58-2.74	2.67	2.68	1.05	0.95	4.744E-04	1.875E-04 3.375E-04	10.92	> 0.4

料は1つを除き中磁性を示す。南九州(e)および屋久島花崗岩(f)は大半の試料が弱磁性・常磁性を示す。

4.5 残留磁化

磁化率と同様残留磁化(NRM)を密度と対比(第7図a-f)した。これまでの白亜紀-古第三紀花崗岩類の結果と同様 10^{-4} - 10^0 (A/m)の変化範囲の中で密度の増加と共に残留磁化の大きさが大雑把に増加する傾向がみられるが明確な相関はみられない。しかし新第三紀花崗岩類の丹沢花崗岩においては、磁化率の項でみられたと同様、残留磁化と密度(分化指数)との間にかなり良好な正相関(逆相関)関係が見られる。

4.6 Qn比(Königsberger ratio)

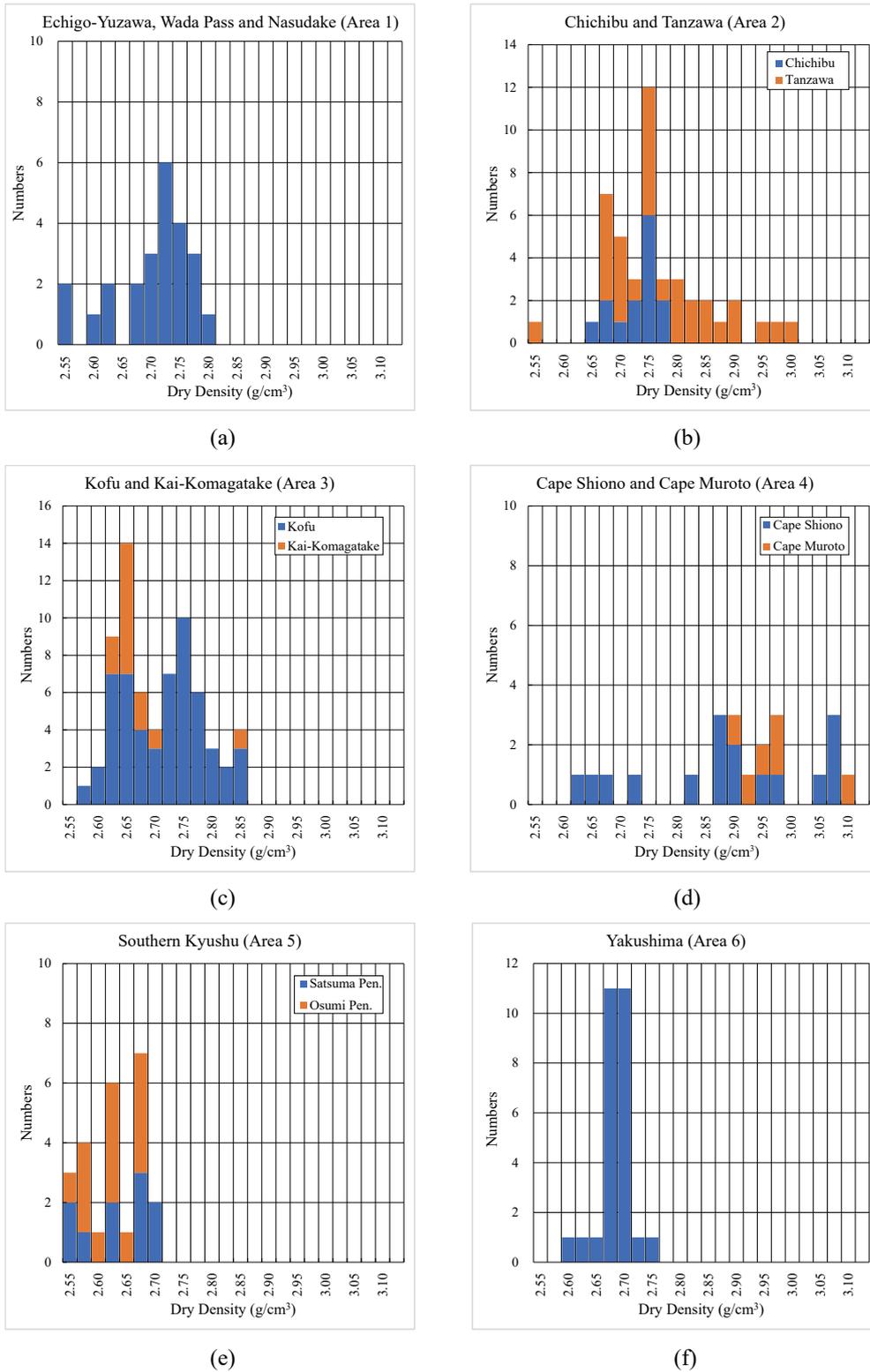
残留磁化と現在の地球磁場での誘導磁化(κ_H , κ は磁化

率, H は地球磁場強度)の比, の頻度分布図(第8図a-f)は潮岬・室戸, 屋久島を除き最頻値は0.1, 0.3でこれまで見られた日本列島に露出する白亜紀-古第三紀花崗岩類の0.4以下に完全に類似する。しかし屋久島花崗岩においては78%の試料が3以上の値を示す。

Qn比に関連して磁化率と残留磁化の対比図(第9図a-f)を作成した。両者の間には正の相関が認められる。

5. 考察とまとめ

新第三紀花崗岩類は、北は北海道から南は沖縄県石垣島にまで分布する。しかしこれらを全て網羅することは不可能であり、越後湯沢・和田峠・那須岳から屋久島花崗岩に到る試料を主に検討を行った。しかし露出面積の小さい岩体も多く、統計的にも検討不十分、不可能な岩体も多い。

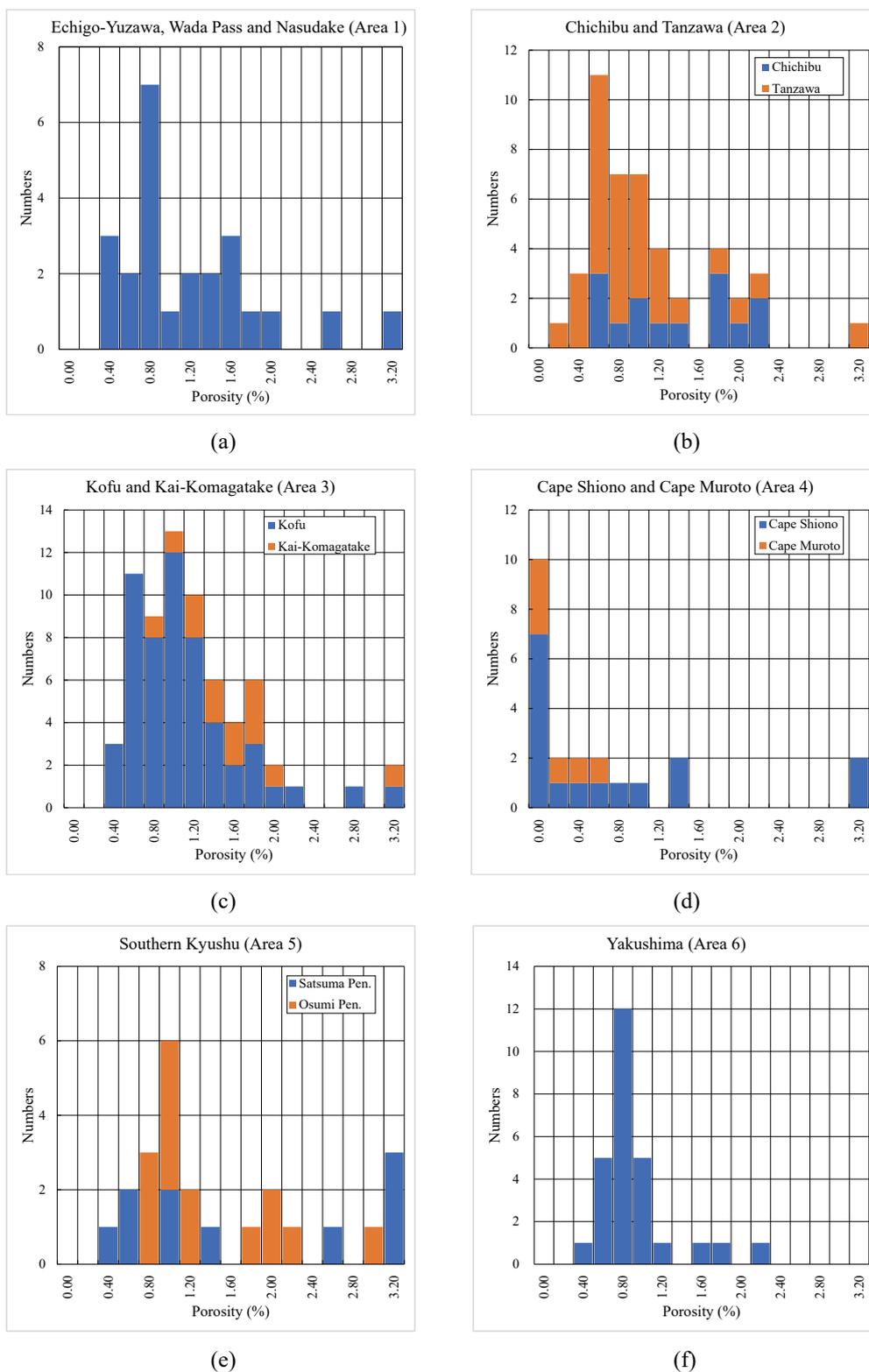


第3図 密度の頻度分布図。

(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.3 Histogram of dry density distribution.

(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yakushima Granites.

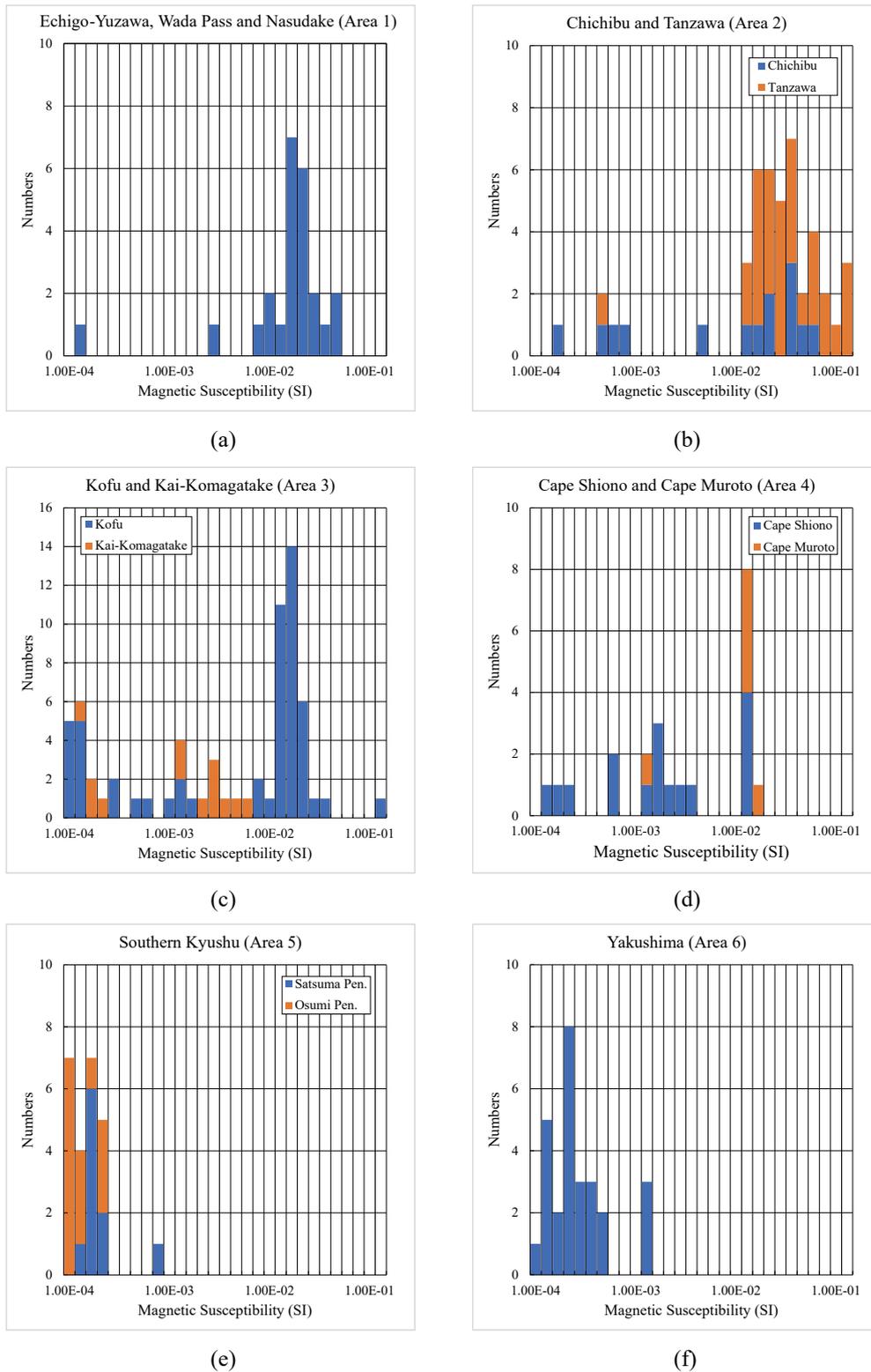


第4図 孔隙率の頻度分布図。

(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.4 Histogram of porosity distribution.

(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yaksushima Granites.

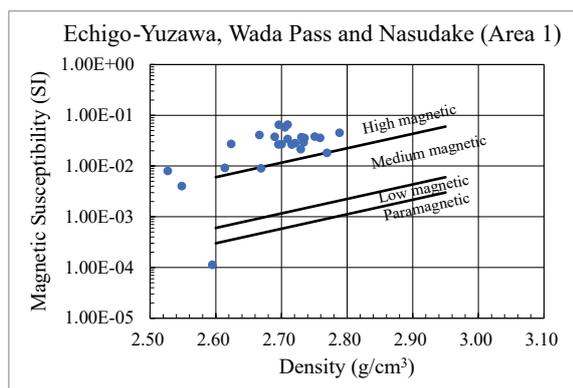


第5図 磁化率の頻度分布図。

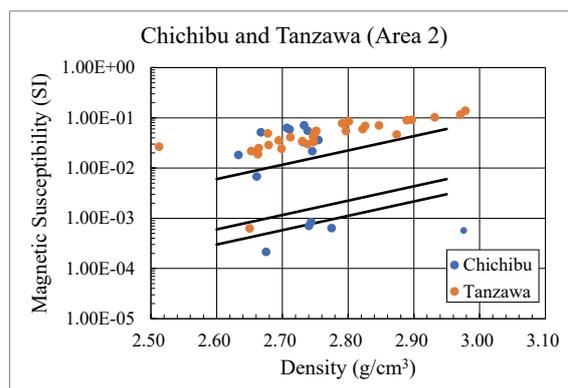
(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.5 Histogram of magnetic susceptibility distribution.

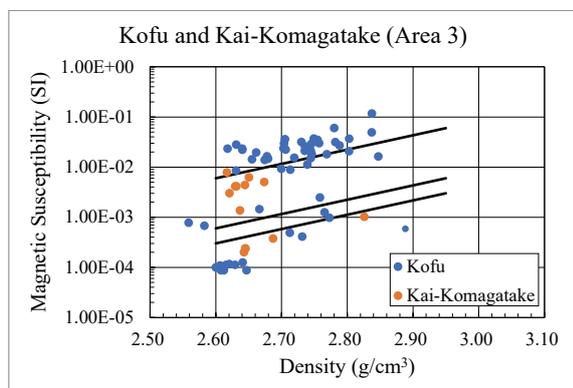
(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yakushima Granites.



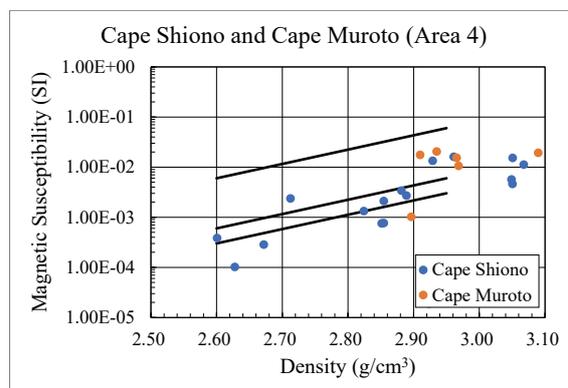
(a)



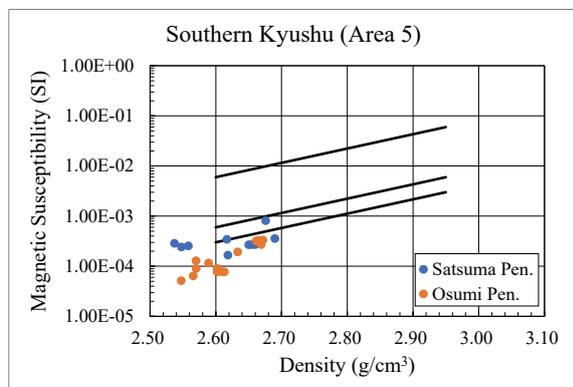
(b)



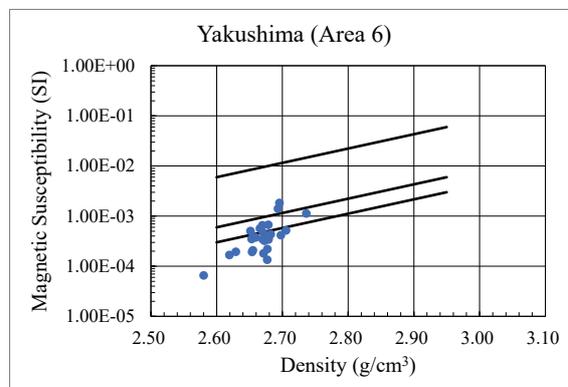
(c)



(d)



(e)



(f)

第6図 密度と磁化率の対比図。

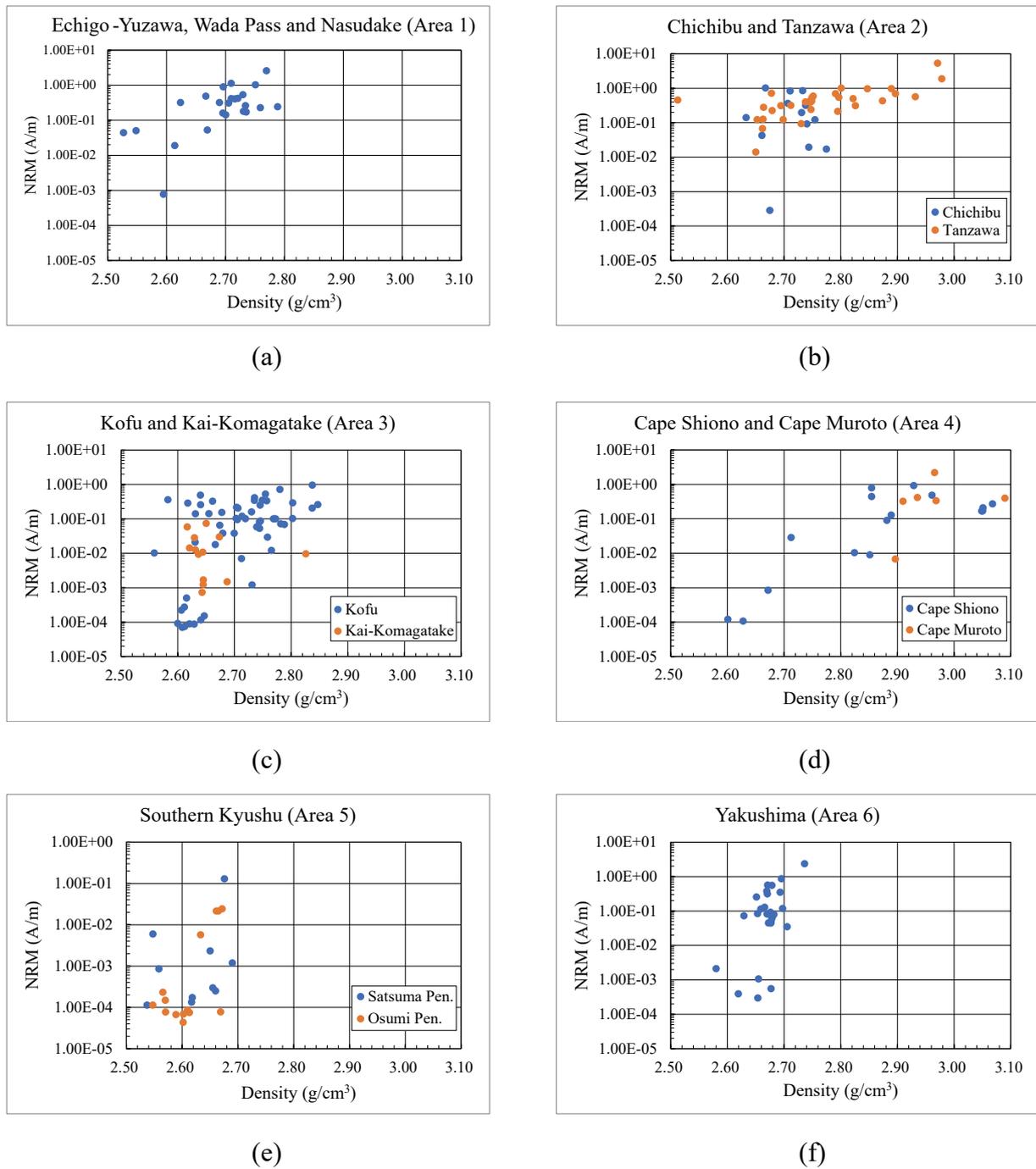
三本の直線は、常磁性・弱磁性、弱磁性・中磁性そして中磁性・強磁性の区分線をあらわす。

(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.6 Relationship between dry density and magnetic susceptibility.

Three straight lines indicate the boundaries of paramagnetic and lower magnetic, lower and medium magnetic, and medium and high magnetic zones, respectively.

(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yakushima Granites.

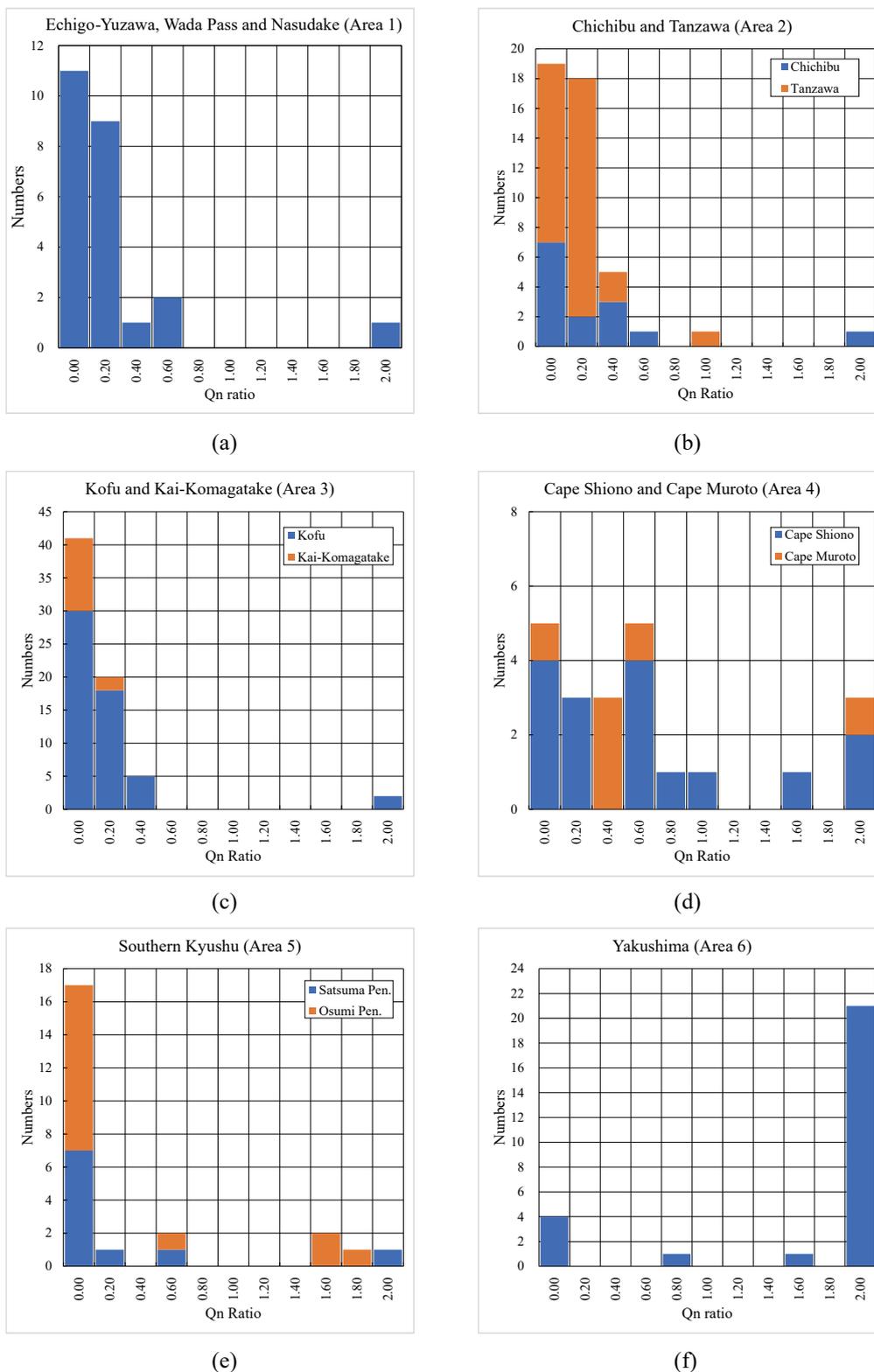


第7図 密度と残留磁化の対比図。

(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.7 Relationship between dry density and NRM.

(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yaksushima Granites.

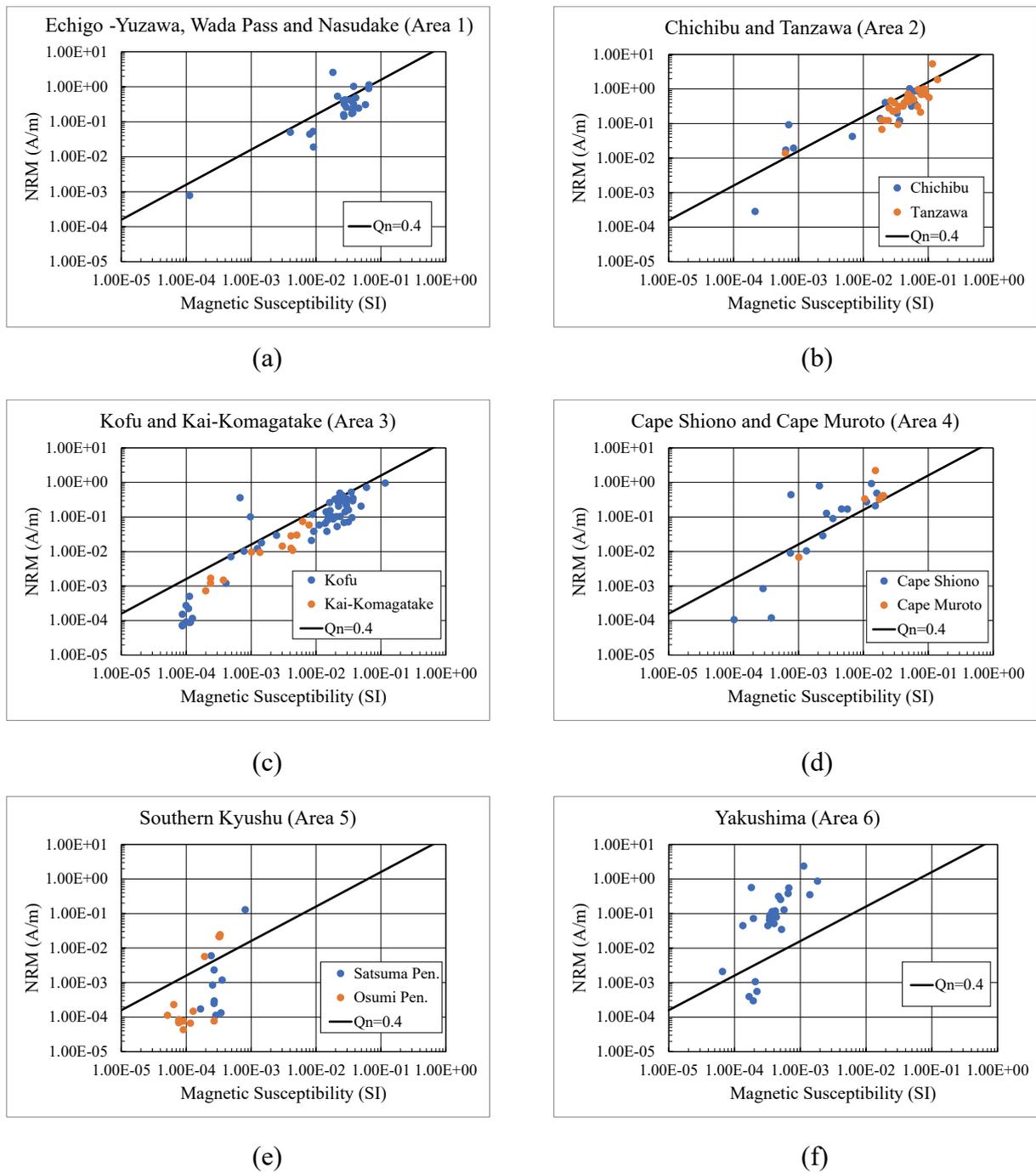


第8図 Qn 比の頻度分布図.

(a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩, (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩.

Fig.8 Histogram of Qn ratio distribution.

(a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yaksushima Granites.



第9図 磁化率と残留磁化の対比図。図中の実線は $Q_n = 0.4$ を表す。 Q_n 比は、地球磁場の強さを50,000 nTとして計算。
 (a) 越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩, (b) 秩父・丹沢花崗岩, (c) 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩, (d) 潮岬・室戸岬花崗岩,
 (e) 南九州花崗岩, (f) 屋久島花崗岩。

Fig.9 Relationship between magnetic susceptibility and NRM. Solid lines show $Q_n = 0.4$. Q_n ratio was calculated, assuming that the intensity of the Earth's magnetic field is 50,000 nT.
 (a) Echigo-Yuzawa, Wada Pass and Nasu-Dake Granites, (b) Chichibu and Tanzawa Granites, (c) Kofu and Kai-Komagatake Granites, (d) Cape Shiono and Cape Muroto Granites, (e) Southern Kyushu (Satsuma Peninsula and Osumi Peninsula) Granites, (f) Yaksushima Granites.

密度の平均値で見ると南九州(薩摩半島, 大隈半島)花崗岩が 2.62 g/cm^3 で最も小さく, 屋久島花崗岩が 2.67 g/cm^3 でこれに次ぐ。これらは, いずれも岩体そのものが優白質なことによるものと考えられる。ついで越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩と甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩が 2.69 g/cm^3 を示し丹沢花崗岩が 2.76 g/cm^3 (秩父花崗岩は 2.72 g/cm^3), 潮岬花崗岩 2.87 g/cm^3 そして室戸岬花崗岩が 2.96 g/cm^3 を示す。室戸岬花崗岩は試料の大半が斑レイ岩である。

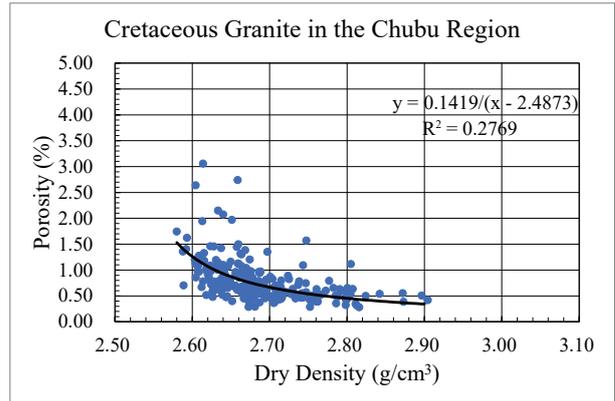
孔隙率の平均値は室戸岬花崗岩の 0.29% , 潮岬花崗岩の 0.99% , 丹沢花崗岩の 1.14% (秩父花崗岩は 1.49%), 甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩の 1.31% , 南九州花崗岩の 1.70% そして越後湯沢・和田峠・那須岳花崗岩 1.84% と平均密度と大局的に逆比例しているが, 屋久島花崗岩は 1.05% と多少順位を異にし, 秩父花崗岩の最頻値の 0.78% は, 南部花崗岩の深部固結相の値に近い。

日本の白亜紀後期花崗岩類についての密度と孔隙率の対比図を作成すると, $y = a/(x - b)$ (y : 孔隙率, x : 密度, a , b : 定数) の関係が見られ, a , b は地域により多少異なる値(地域の特徴, 風化, 変質等の影響などを受ける)を示すことが分かっている(金谷・大熊, 2011)。これに基づき, 密度と孔隙率の対比図を作成しその特徴を見てみると, 今回の新第三紀花崗岩は, これまでに見られた白亜紀後期花崗岩類(地域により多少の違いはあるものの)のそれよりも同一密度でより大きい孔隙率を示し, 中部地方花崗岩類のそれと比較すると, $\rho_d = 2.60 \text{ (g/cm}^3\text{)}, 1.3 \rightarrow 1.5 \text{ (}\%)$, $\rho_d = 2.70, 0.67 \rightarrow 1.03$, $\rho_d = 2.80, 0.45 \rightarrow 0.78$, $\rho_d = 2.90, 0.34 \rightarrow 0.62$ と増加し地質年代による違いが認められる(第10図)。これは「物理定数から見た白亜紀-古第三紀花崗岩類-その4. 西南日本内帯(金谷・大熊, 2011)」に報告された北陸地域の N_3 花崗岩(滝谷・黒部川)もこれに順ずる。

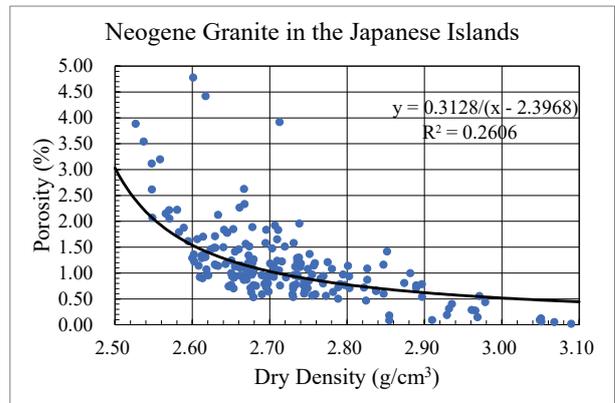
磁化率の平均値は南九州・屋久島花崗岩の $2-5 \times 10^{-4}$ (SI)の低い値を示すものから 5×10^{-3} の潮岬花崗岩, 1×10^{-2} の室戸岬花崗岩, $1-3 \times 10^{-2}$ の甲府・甲斐駒ヶ岳花崗岩(両岩体とも 10^{-4} を含む), 越後湯沢・和田峠・那須岳の 3×10^{-2} , 秩父・丹沢花崗岩の $3-5 \times 10^{-2}$ に到る。

岩質を考慮して磁化率をみた場合もこれら花崗岩類は弱・常磁性を示す屋久島・南九州・潮岬花崗岩から室戸・甲斐駒ヶ岳花崗岩の中磁性, 甲府, 越後湯沢・和田峠・那須岳, 秩父・丹沢花崗岩の強磁性花崗岩に分類され, これまでみられた白亜紀-古第三紀花崗岩同様, 幅広い変化を示している。

密度と磁化率. 密度と残留磁化(片対数)の対比図で, 丹沢花崗岩はいずれも良好な相関関係を示す。これは, これまで行われた同種研究で観察された唯一の事例である。このことは, 丹沢花崗岩を形成したマグマの性質と, 貫入環境が非常に類似しかつ岩体形成後, 大きな変化を受けていないことを意味するものではないかと考えられる。



(a)



(b)

第10図 密度と孔隙率との対比図。

(a) 中部地域の白亜紀花崗岩類(金谷・大熊, 2011), (b) 新第三紀花崗岩類(本研究)。黒の実線は回帰分析曲線を示す。

Fig. 10 Relationship between dry density and porosity.

(a) Cretaceous granitic rocks in Chubu Region (Kanaya and Okuma, 2011), (b) Neogene granitic rocks (this study). Black solid lines indicate regression curves.

Q_n 比は屋久島花崗岩および潮岬・室戸岬花崗岩を除き 0.4 以下でこれまで観察された結果と違いは認められない。屋久島は約 75% 近くの試料が 2 以上の数値を示し, その値が 80 に達する値を示す試料も見られる。これは屋久島が海に取り囲まれた地形のため, 落雷による残留磁気獲得の影響かもしれない。

謝辞: 本報の原稿は著者の一人である金谷の存命中に大熊が引き継いだものであり, 諸事情により投稿が大きく遅れたにもかかわらず公開に関してご遺族のご快諾をいただいた。地質情報基盤センターの松浦浩久氏には原稿に目を通していただき, 間違いを指摘していただいた。同センターの角井朝昭氏には地質標本館所蔵の岩石試料の採取位置について, ご教示いただいた。新第三紀花崗

岩類の分布図の作成に関して、地質情報基盤センターの宮崎純一氏にご指導いただいた。査読者の地質調査総合センター牧野雅彦氏と編集担当の地質情報基盤センター森尻理恵氏には不適切な箇所を指摘していただき、原稿の修正に役立った。以上の皆様に、ここに記して厚く御礼申し上げます。

文 献

- 広川 治・水野篤行(1965) 5万分の1地質図幅「串本」および同説明書。地質調査所, 28p.
- 久富邦彦・三宅康幸(1981) 紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動。地質学雑誌, **87**, 629-639.
- 金丸龍夫・高橋正樹(2005) 帯磁率異方性からみた丹沢トータル岩体の貫入・定置機構。地質学雑誌, **8**, 458-475.
- 金谷 弘・大熊茂雄(2003) 物理定数から見た白亜紀-古第三紀花崗岩類-その1 東北地方北部。地質調査研究報告, **54**, 221-233.
- 金谷 弘・大熊茂雄(2005) 物理定数から見た飛騨花崗岩類。地質調査研究報告, **56**, 303-313.
- 金谷 弘・大熊茂雄(2007) 物理定数から見た白亜紀-古第三紀花崗岩類-その2 東北地方南部。地質調査研究報告, **58**, 239-252.
- 金谷 弘・大熊茂雄(2010) 物理定数から見た白亜紀-古第三紀花崗岩類-その3 足尾帯(関東地方北部)。地質調査研究報告, **61**, 1-15.
- 金谷 弘・大熊茂雄(2011) 物理定数から見た白亜紀-古第三紀花崗岩類-その4 西南日本内帯。地質調査研究報告, **62**, 211-233.
- 片田正人(1956) 5万分の1地質図幅「甲府」および同説明書。地質調査所, 31p.
- 加藤祐三(1968) 山梨県甲府盆地周辺の第三紀花崗岩類について。岩鉱, **59**, 21-36.
- 神戸信勝(1969) 20万分の1地質図幅「剣山」。地質調査所。
- 川辺禎久・阪口圭一・斎藤 眞・駒澤正夫・山崎俊嗣(2004) 20万分の1地質図幅「開聞岳及び黒島の一部」。産総研地質調査総合センター。
- 小玉一人(1999) 古地磁気学。東京大学出版会, 248p.
- 三村浩二・加藤裕三・片田正人(1984) 御岳昇仙峡地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 61p.
- 三宅康幸(1981) 和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と岩石。岩鉱, **87**, 383-403.
- 村上允英・今岡照喜(1985) 高知県足摺岬のラパキビ花崗岩。地質学雑誌, **91**, 179-194.
- 野沢 保・大田良平(1967) 内之浦地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 42p.
- 岡本健二・木下 修・野中健二・八木伸二郎(1987) 九州第三紀花崗岩類のマグマ混合モデル。岩鉱, **82**, 257-268.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村浩二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久(2002) 20万分の1地質図幅「甲府」。産総研地質調査総合センター。
- 斎藤 眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫(2007) 20万分の1地質図幅「屋久島」。産総研地質調査総合センター。
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・鶴野沢 昭・岡 重文・広島俊男・駒澤正夫・村田泰章(1987) 20万分の1地質図幅「東京」。地質調査所。
- 佐藤興平・石原瞬三(1981) 甲府花崗岩体の磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩類, 鉱山地質, **31**, p. 56 学術講演会要旨。
- 佐藤興平・石原瞬三(1983) 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成。地質調査所月報, **34**, 413-427.
- 佐藤岱生・長浜春夫(1979) 屋久島西南部地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 47p.
- 相馬恒雄・吉田 勝(1966) 丹沢山地の岩石と構造(2) 深成岩類。岩鉱, **55**, 25-38.
- 滝田良基(1974) 丹沢トータル複合岩体の岩石記載と岩体形成史。地質学雑誌, **80**, 505-523.
- 滝田良基(1980) 丹沢山地の斑れい岩質岩類の岩石学的研究-特にトータル岩との成因的關係について-。地質学雑誌, **86**, 369-387.
- 寺岡易司・栗本史雄(1989) 20万分の1地質図幅「宇和島」。地質調査所。
- 徳岡隆夫・原田哲郎・鈴木博之・八尾 昭・須田芳郎(1982) 20万分の1地質図幅「田辺」。地質調査所。
- 角田謙朗(1971) 甲府北部深成岩類中の斑糲岩-閃緑岩複合岩体について。山梨大学教育学部研究報告, **22**, 255-259.
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治(編)(2009) 20万分の1日本シームレス地質図DVD版, 数値地質図G-16, 産総研地質調査総合センター。

(受 付 : 2020年9月18日 ; 受 理 : 2020年12月25日)

地質調査総合センター研究資料集

- 700 大規模火砕噴火推移時系列データ集 その1 下司 信夫・池上 郁彦・西原 歩
- 701 ベントナイトなどのメチレンブルー吸着量の測定方法の JIS 規格 (JIS Z 2451) の解説書の補足 三好 陽子・鈴木 正哉・森本 和也・渡邊 保貴・宮腰 久美子・高木 哲一
- 702 新規富士火山降下火砕物の層序、平均最大粒径、最小体積及び化学組成 山元 孝広・中野 俊・石塚 吉浩・高田 亮
- 703 火山灰カタログ3:阿蘇山(中岳)2014年~2016年噴火噴出物 松本 恵子・大槻 静香・下司 信夫
- 704 産総研地下水等総合観測点の孔井における孔壁画像資料 木口 努・松本 則夫・北川 有一・重松 紀生・板場 智史・塚本 齊・佐藤 努
- 705 Modified GOTIC2:地下での観測における海洋潮汐荷重効果を推定するソフトウェア 上垣内 修・松本 則夫・弘瀬 冬樹
- 706 霧島火山新燃岳2008年噴火噴出物の分布 下司 信夫・宝田 晋治
- 708 関東地方の坑井文献リスト:主として掘削深度200m以上のもの 佐脇 貴幸
- 709 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事(愛知県豊田市地区)報告書 北川 有一・佐藤 努・小泉 尚嗣・木口 努・伊藤 健二
- 710 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測施設整備工事(三重県津市地区)報告書 木口 努・高橋 誠・佐藤 努・小泉 尚嗣・伊藤 勉
- 711 窯業地下資源試掘結果概要(愛知県・昭和26-33年度) 須藤 定久・高木 哲一
- 712 那須火山群・高原火山・日光火山群周辺の中期~後期更新世テフラ層序と火山ガラスの主成分化学組成 山元 孝広
- 713 平成7年度地震予知地下水等観測施設及び設備工事(その2)報告書 松本 則夫・荒井 正
- 714 白嶺丸重磁力データ 石原 丈実
- 715 富士火山、須走期噴出物の噴出量見積もり 石塚 吉浩・山元 孝広・中野 俊・吉本 充宏

地質調査総合センターの最新出版物

5 万分の 1 地質図幅	明智 角館 馬路
20 万分の 1 地質図幅	輪島 (第 2 版) 広尾 (第 2 版)
水文環境図	No. 6 山形盆地 (第 2 版) No. 12 紀の川平野
空中磁気図	No. 48 仙台平野南部沿岸地域高分解能空中磁気異常図
重力図	No. 34 名古屋地域重力図 (ブーゲー異常)
その他	東・東南アジア磁気異常図 改訂版 (第 3 版) 中部地方の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長	鈴木 淳
副委員長	佐々木 宗建
委員	石塚 治
	松本 弾
	宮越 昭暢
	高木 哲一
	川辺 能成
	大谷 竜
	長森 英明
	納谷 友規
	工藤 崇
	板木 拓也
	森尻 理恵

事務局

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター 出版室
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: SUZUKI Atsushi
Deputy Chief Editor: SASAKI Munetake
Editors: ISHIZUKA Osamu
MATSUMOTO Dan
MIYAKOSHI Akinobu
TAKAGI Tetsuichi
KAWABE Yoshishige
OHTANI Ryu
NAGAMORI Hideaki
NAYA Tomonori
KUDO Takashi
ITAKI Takuya
MORIJIRI Rie

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
<https://www.gsj.jp/en/>

地質調査研究報告 第72巻 第1号
令和3年3月30日 発行

国立研究開発法人 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 中央第7

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol. 72 No. 1 Issue March 30, 2021

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 72 No. 1 2021

CONTENTS

- Intrusive age of Paleogene felsic plutonic rocks in the Tango District, northern Kyoto Prefecture, and chronological correlation of the plutonism in the San'in Belt, Southwest Japan
NAKAE Satoshi 1
- Construction of Crustal Stress Map in Chugoku Region, western Japan
IMANISHI Kazutoshi, UCHIDE Takahiko, SHIINA Takahiro, MATSUSHITA Reiken and NAKAI Misato 23
- Zircon U–Pb ages on plutonic rocks in the eastern area of 1:200,000 quadrangle, Toyama, central Japan
TAKEUCHI Makoto, JIA Sui and SHIMURA Yusuke 41
- Sedimentary environmental change after the Last Glacial Maximum in the Miyagawa Plain, southwestern coast of the Ise Bay, central Japan
SATO Yoshiki, MIZUNO Kiyohide and NAKASHIMA Rei 65
- Physical properties of Neogene granitic rocks in Japan
OKUMA Shigeo and KANAYA Hiroshi 81