

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。

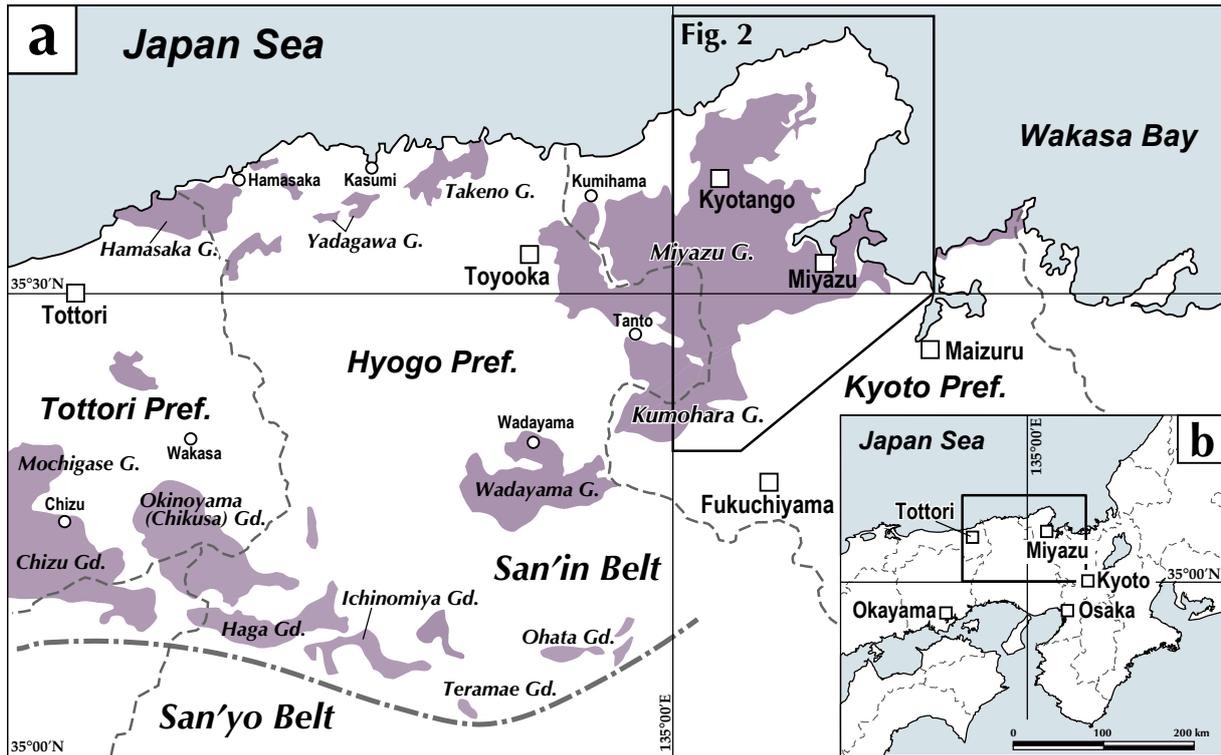
宮津花崗岩からはこれまでに、およそ68～58 Maの黒雲母K-Ar年代(河野・植田, 1966; 小滝ほか, 2009)と61 Ma前後のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代(Terakado

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).

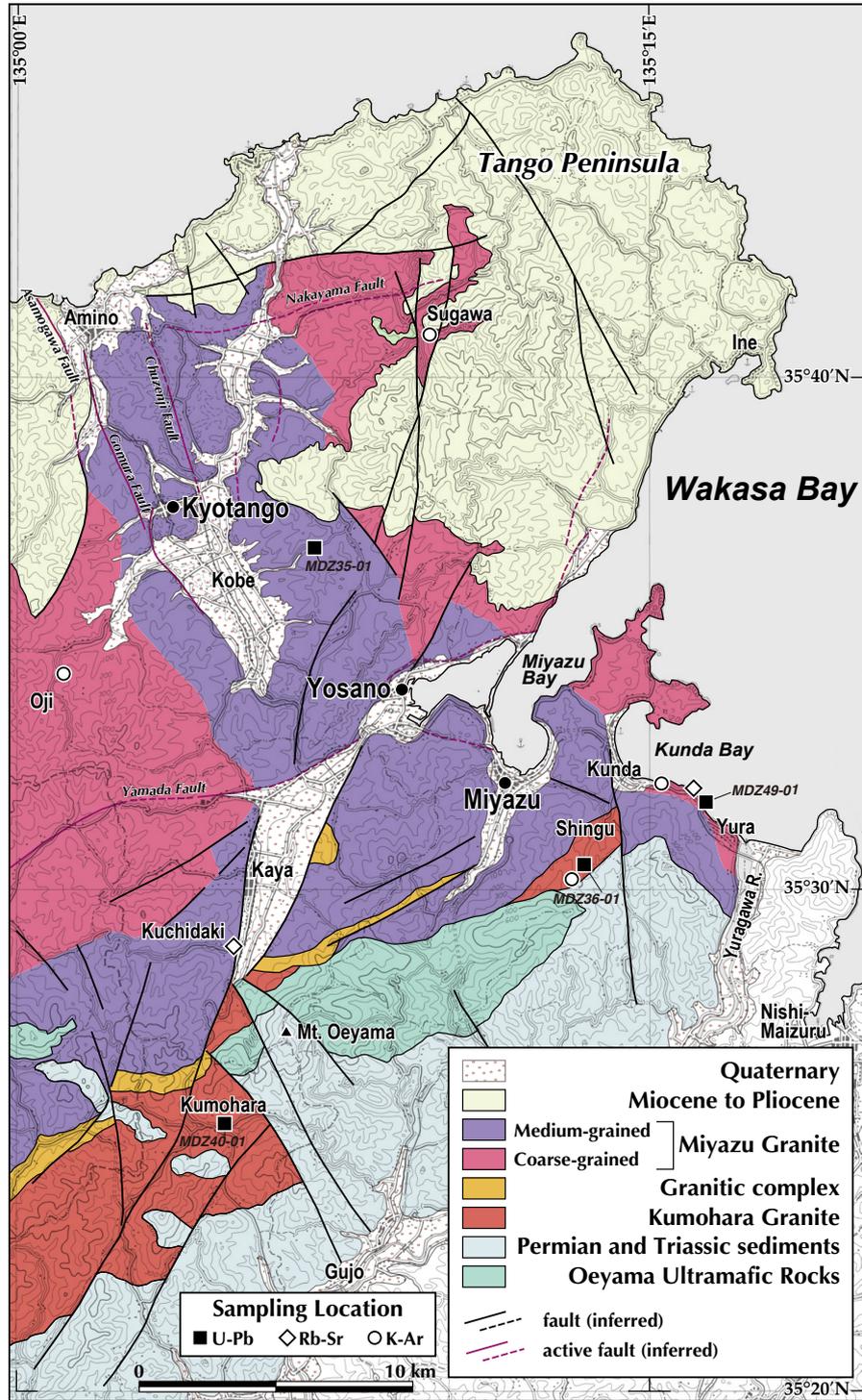
なお深成岩類の粒度判定は、野外での肉眼観察における構成鉱物の平均的な粒径に基づいた。通常、細粒/中粒ならびに中粒/粗粒の境界はそれぞれ1 mmと5 mmとされることが多いが、この値を用いると本地域の深成岩類の大半が粗粒に分類され、結果的に粒径に基づく識別が困難となる。そこで本研究では、細粒=2 mm未満、中粒=2-8 mm、粗粒=8-13 mm、極粗粒=13 mm以上という基準を設け、平均的な粒径による深成岩類の区分を実施した。

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^{たんとろ}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。

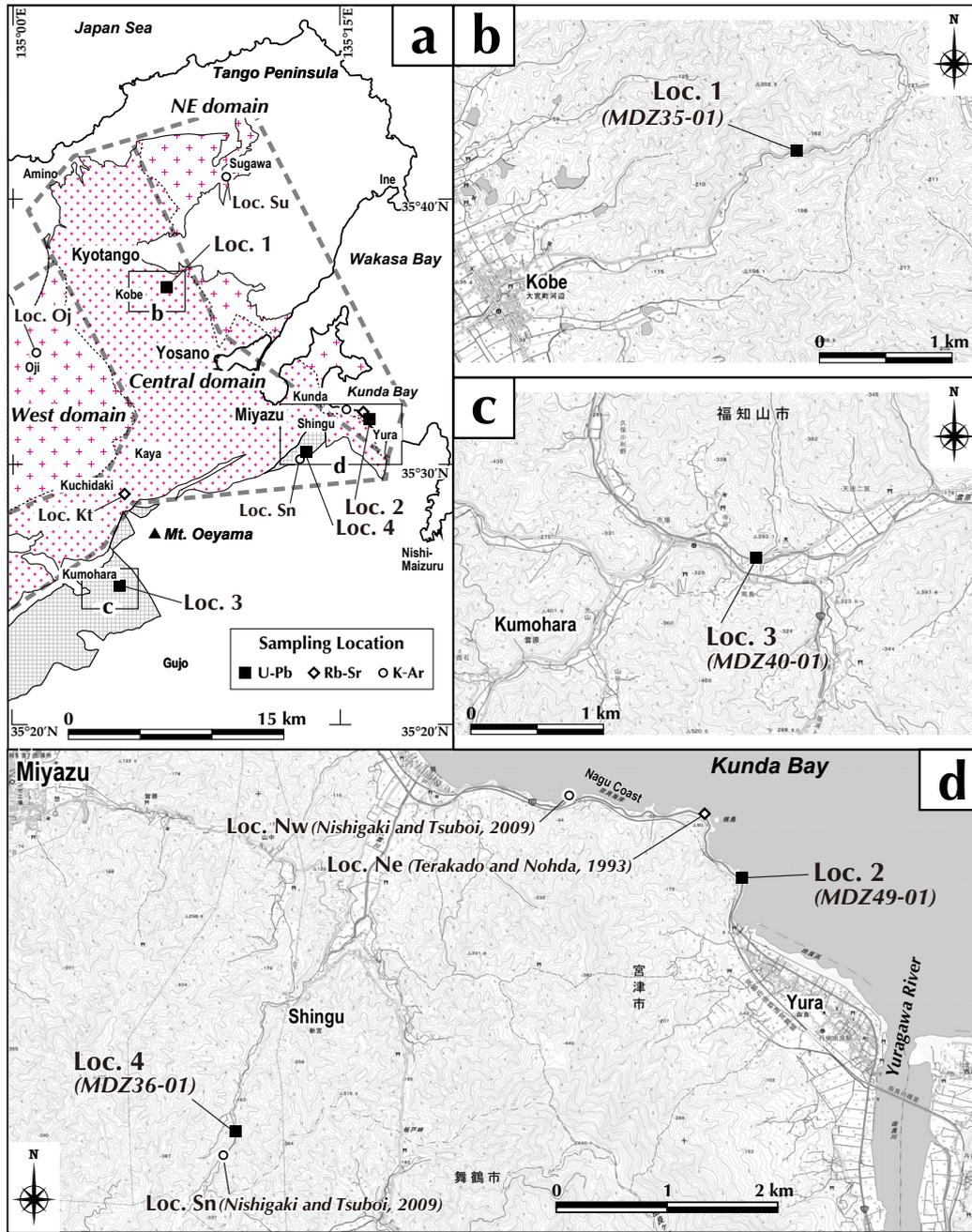
雲原花崗岩は細粒花崗岩と中粒花崗岩に分類される。本地域外の福知山市夜久野町を西限として3～5 kmの南北幅を持って北東方へ分布し、大江山北東麓で一旦途切れるが、宮津市南部の小田～新宮周辺において南北幅2 kmを持って北東-南西方向に分布する。分布の北側では花崗岩質複合岩ならびに宮津花崗岩と接し、南側では大江山超苦鉄質岩類とペルム系(下見谷層)に貫入している(猪木・黒田, 1965)。

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	
		lat. (north)	long. (east)	($\times 10^{-3}$ SI)	
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 $2.6 \times 10^{-3} \sim 4.7 \times 10^{-3}$ 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、 $1.8 \times 10^{-3} \sim 4.3 \times 10^{-3}$ 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 $3.2 \times 10^{-3} \sim 4.6 \times 10^{-3}$ 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 $\sim 2.6 \times 10^{-3}$ 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

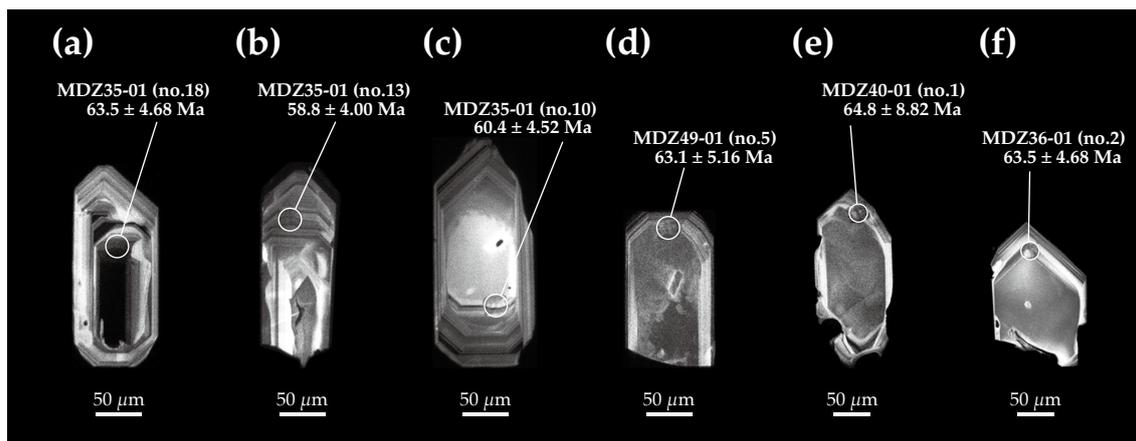
コードント、重複しない粒子をディスコードントとみなした。以下に宮津花崗岩ならびに雲原花崗岩の各試料について、結果を記述する。

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

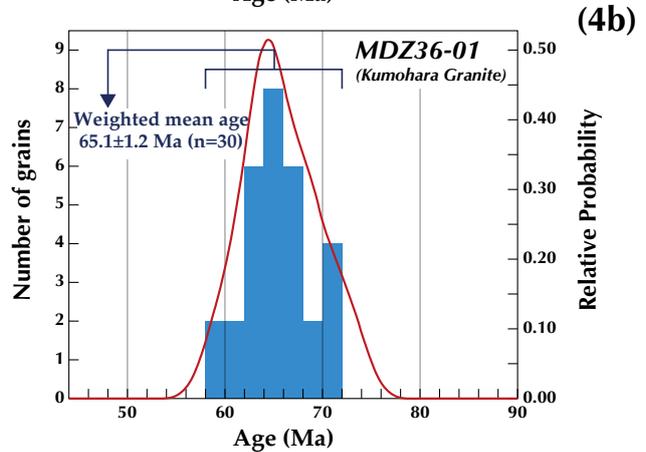
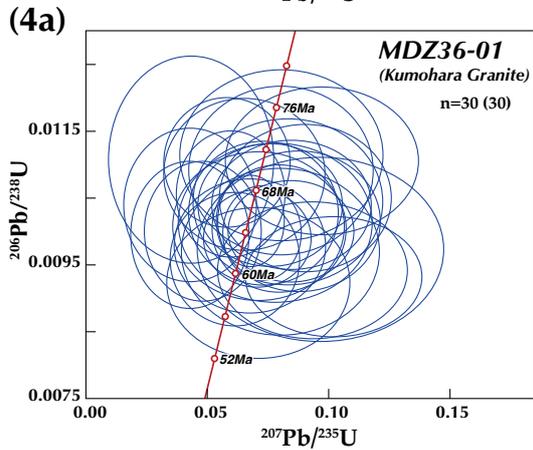
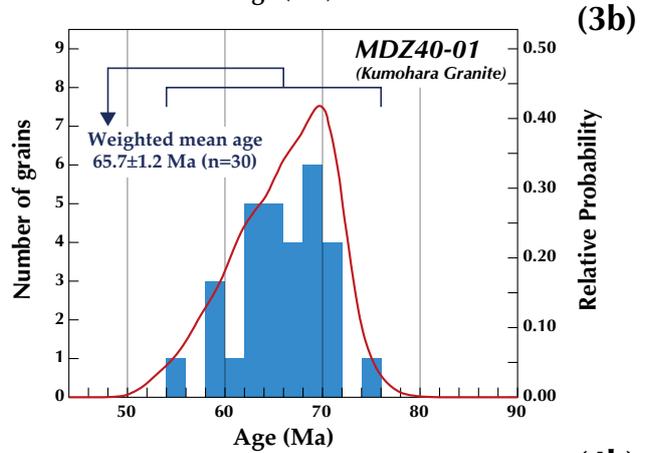
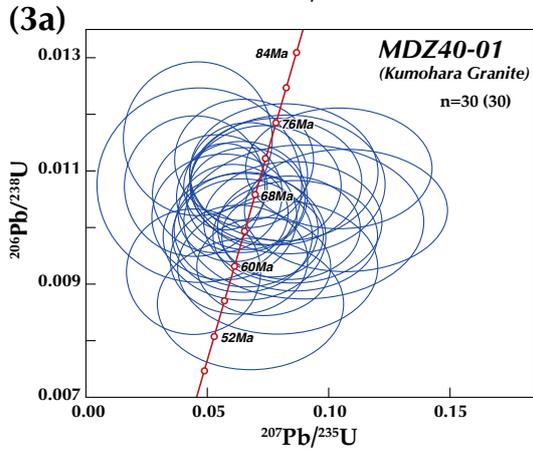
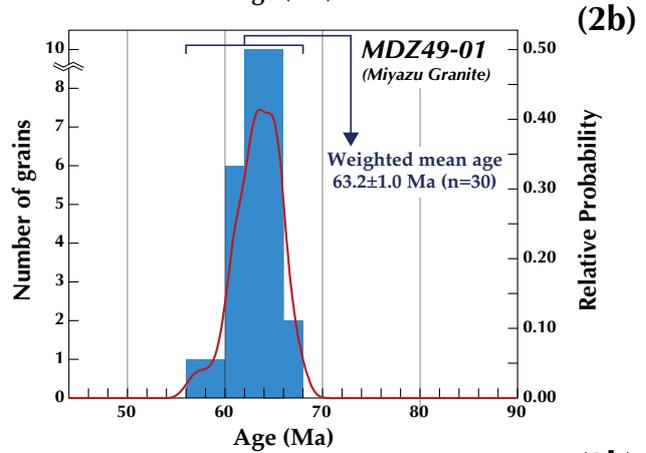
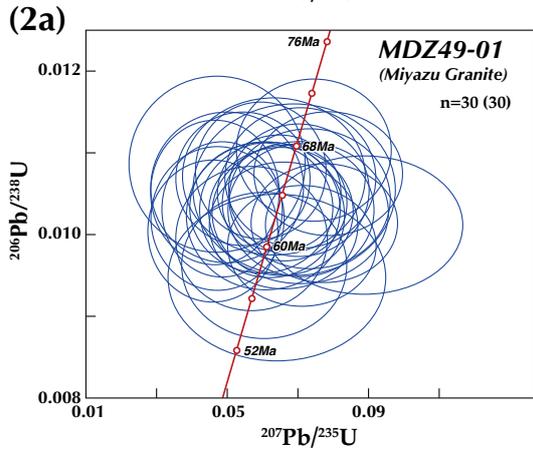
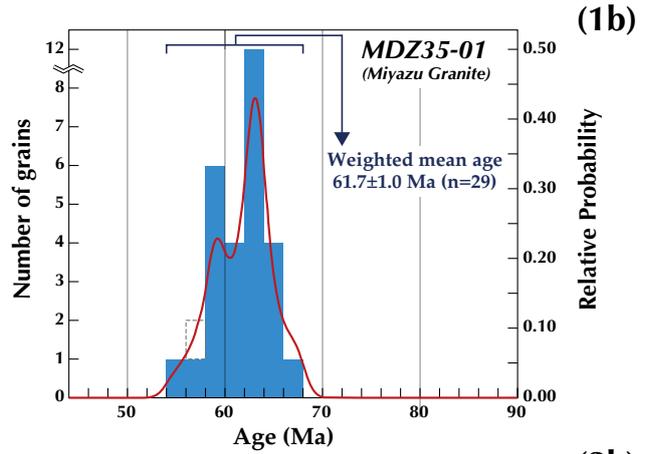
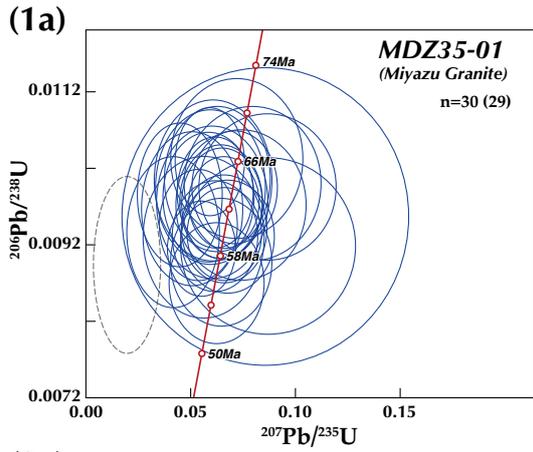
従来の宮津花崗岩と雲原花崗岩の年代値に関しては既述の通り、黒雲母K-Ar年代とRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代が報告されている(河野・植田, 1966; Terakado and Nohda, 1993; 小滝ほか, 2009; 西垣・壺井, 2009)。これらの年代値は68 ~ 58 Maを示し、白亜紀末から古第三紀初頭の時代に相当する。しかしながら年代値に10 myrもの隔たりがあるばかりでなく、K-Ar法とRb-Sr法とでは測定対象とする鉱物の閉鎖温度が顕著に異なるこ

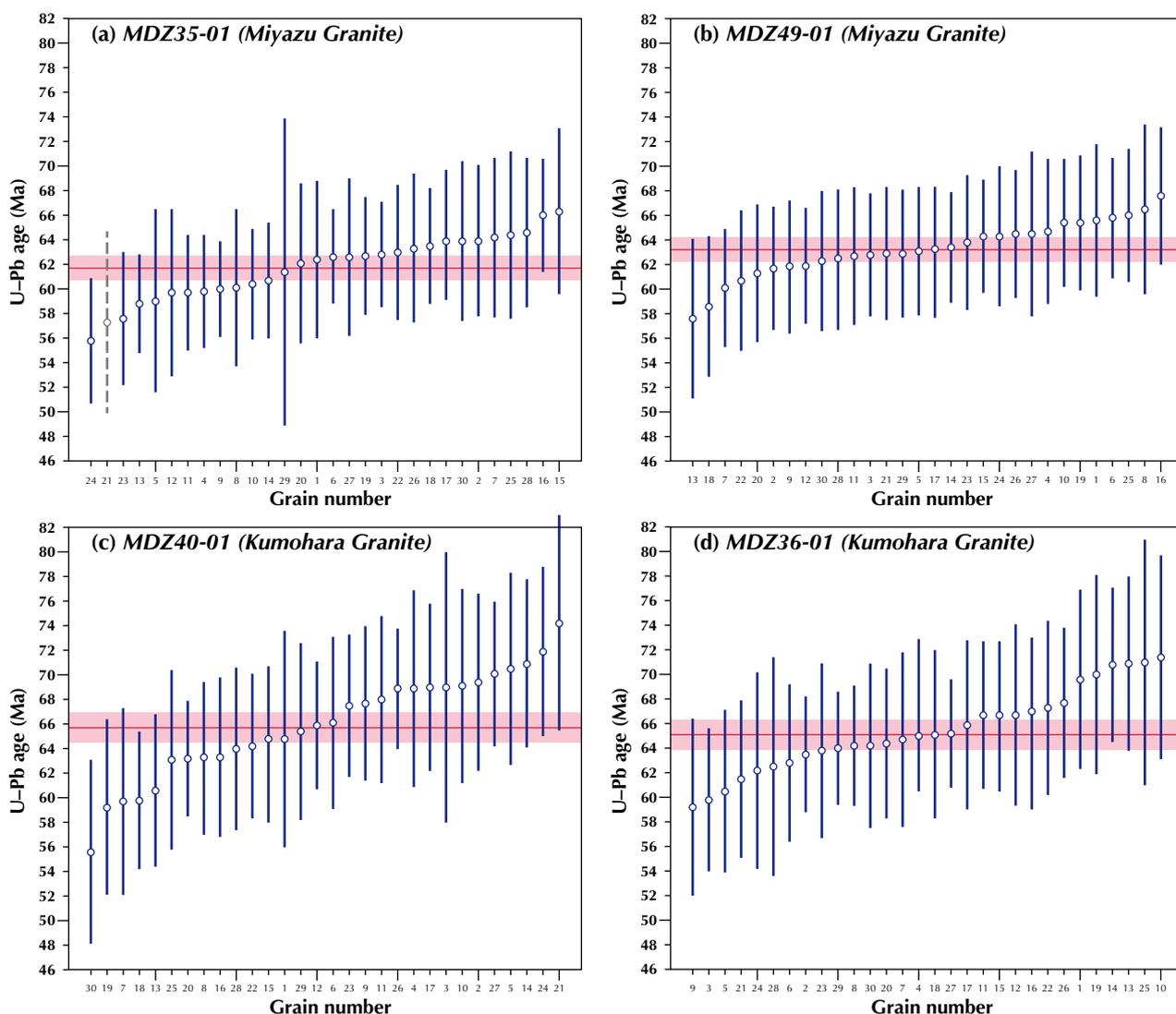
(→ p. 11)

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.





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

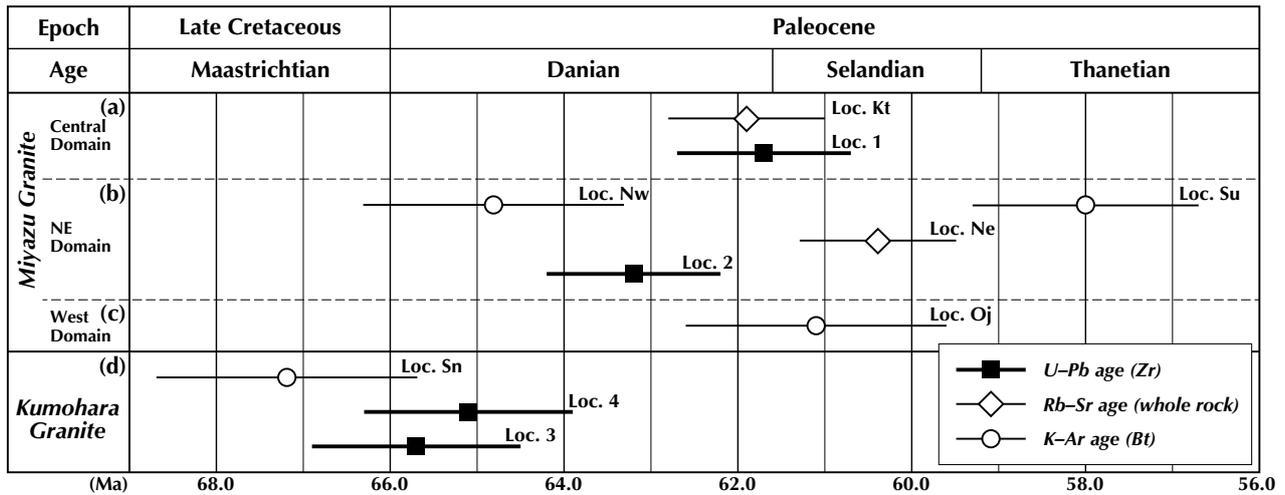
(a, b) The Miyazu Granite. (c, d) The Kumohara Granite. Blue open circles and bars respectively represent U-Pb ages and their 2 σ errors for individual zircon grain. Red lines show the weighted mean of U-Pb age for each sample with its 2 σ error (red zone). A gray open circle with a broken line indicates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

