

原著論文

飛騨山脈北端の日本海岸に産する青海花崗岩の年代と化学組成

佐藤興平¹・竹之内耕²

¹静岡大学防災総合センター：〒422-8529 静岡市駿河区大谷836

²フォッサマグナミュージアム：〒941-0056 新潟県糸魚川市一ノ宮1313

要旨：飛騨山脈北端の断崖＝親不知・子不知の日本海岸には、延長約3kmの狭長な露出をなす花崗岩体が産する。青海花崗岩と呼ばれるこの岩体は、飛騨外縁帯のペルム系に貫入し、中粒の黒雲母花崗岩からなる。海岸の露頭で帯磁率を測定し、代表的な試料の年代と全岩化学組成を検討した。帯磁率は変化に富むが、 2.5×10^3 SI前後かそれ以下の低い値で特徴づけられる。分析した試料の組成は SiO_2 :74.42 wt.%, K_2O :4.47 wt.%で、日本の花崗岩の平均組成よりいくぶん K_2O に富む。これと同一試料から分離濃集した黒雲母についてK-Ar法で年代を測定し、 92.5 ± 2.3 Maの年代値を得た。この結果はジルコンについて報告された既報のフィッシュョン・トラック年代やU-Pb年代と調和的である。低い帯磁率と併せて、青海岩体は飛騨帯に散在する約1億年前 (100 ± 10 Ma) の小規模な白亜紀中期の花崗岩体群の一部と見なされよう。

キーワード：飛騨、^{おうみ}青海花崗岩、帯磁率、K-Ar年代、全岩化学組成、白亜紀中期

Age and chemical composition of Omi Granite in the Japan Sea coast at the northern end of the Hida Mountains, central Japan

SATO Kohei¹ and TAKENOUCI Ko²

¹Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University: Ohya 836, Suruga, Shizuoka, Shizuoka 422-8529, Japan

²Fossa Magna Museum: Ichinomiya 1313, Itoigawa, Niigata 941-0056, Japan

Abstract: A granite pluton, named Omi Granite, is exposed along the Japan Sea coast at the northern end of the Hida Mountains. This pluton was emplaced in the Permian strata, a member of the Hida Marginal Belt which is thought to be a tectonic boundary zone between the Hida Belt of a Paleozoic-Mesozoic continental block and the Mino Belt of Jurassic accretionary complex. The Omi pluton consists of medium-grained biotite granite, showing relatively low magnetic susceptibility lower than $\sim 2.5 \times 10^3$ SI. Whole rock chemical analysis yielded 74.42 wt.% SiO_2 , and 4.47 wt.% K_2O , slightly higher than the average K_2O content of Japanese granitoids. K-Ar age dating for a purified biotite fraction yielded 92.5 ± 2.3 Ma, which is consistent with published fission-track and U-Pb ages for zircons. These results suggest that the Omi Granite is a member of small granite plutons emplaced in the Hida Belt in the mid Cretaceous of 100 ± 10 Ma.

Key Words: Hida, Omi Granite, magnetic susceptibility, K-Ar age, chemical composition, mid-Cretaceous

1. はじめに

日本列島はかつて東アジア東縁部に位置し、中新世 (約 23~5 Ma : Maは100万年前の意) に起こった大変動で大陸から離れ、現在のような弧状列島となったと考えられている。背後には日本海の基になる海盆状構造ができたので、この変動は「日本海拡大」などと称されることがある。この大変動が起こった時期は、古地磁気学的研究などから中新世早期の20~15 Ma頃とみられ (例えば, Otofujii et al., 1985), この時代より古い日本列島の地層や火成岩などは、

アジア大陸東縁部で形成された地質体と考えられる。

白亜紀~古第三紀の125~50 Ma頃のアジア大陸東縁部は激しい火成活動の場となり、大量の花崗岩や珪長質火山岩が形成された。この時代の火成岩類は日本列島に広く分布するだけでなく (例えば, 佐藤ほか, 1992), 当時は日本列島とひとつながりであったと想定される日本海対岸のロシア極東シホテアリン地域にも広く分布している (佐藤, 2003; Sato et al., 2004)。この時代の珪長質火成活動は、日本列島の鉱床形成史という枠組みでも重要な一時期を画しており (Ishihara, 1978, 1981; Sato and Kase, 1996), 花崗岩岩石

区と鉬床生成区という視点から鉬床の諸特徴が鉬床生成区として纏められている(石原ほか, 1992). 花崗岩岩石区を区分する指標として重視されたのが年代と帯磁率であった. 帯磁率は, 基本的には造岩鉬物としては微量な磁鉄鉬の量に依存しており(Lindsley et al., 1966), 花崗岩質マグマ固結時の酸化還元状態を反映していると解される点で成因的にも重要な指標である. 微量な磁鉄鉬の量を肉眼観察や顕微鏡観察で見積もるのは難しいが, 携帯型の測定器を用いることにより, 野外でも簡単に帯磁率を計測できるという利点も備えた指標であって(佐藤, 2003), 比較的短期間に日本全土の概要が把握された(例えば, 金谷・石原, 1973; Ishihara, 1979). Ishihara (1977) が提唱した磁鉄鉬系列・チタン鉄鉬系列(magnetite-series/ilmenite-series)という区分は, 研究初期に鏡下で計測した不透明鉬物(主に磁鉄鉬)の量が基になっていたが, 多数の帯磁率測定値を示すヒストグラムではバイモーダルな分布が明瞭で, 「日本花崗岩図」(佐藤ほか, 1992)では, 酸化還元状態を強調するため低帯磁率のグループを還元型, 高帯磁率のグループを酸化型とも表記した. 年代や帯磁率に着目した花崗岩体の時空分布は, 日本列島の地体構造区分に調和的だけでなく, 随伴鉬床の諸特徴(鉬種や硫黄同位体比など)とも調和的なことから, 花崗岩質マグマの成因から鉬床を形成した熱水の起源まで, 火成活動の本質的な側面を示しているものと考えられ, 国外でも同様の調査研究が試みられた(例えば, Ishihara and Sato, 1991; 佐藤, 2003; Sato et al., 2004; Sato, 2012).

「日本花崗岩図」(佐藤ほか, 1992)は, 1992年に京都で開催された地質学の国際会議IGC(International Geological Congress)を記念して出版された「日本地質アトラス」(第2版)の一部として編纂された図集の一葉であり, 300万分の1という縮尺の日本列島全図に花崗岩体の年代や帯磁率の広域変化を図示し, Sr(ストロンチウム)やO(酸素)の同位体組成, 更には随伴鉬床の特徴まで把握しやすいようにデザインするため, 未調査の小岩体などは割愛せざるを得ないという事情があった. 本稿で取り上げる飛騨山脈北端の日本海岸に産する青海岩体はその一例である(註1).

群馬県の主要部は東北日本弧と西南日本弧の間に分布するフォッサマグナ地域に位置し(註2), 県南部の関東山地や北東部の足尾山地から越後山脈南端部にかけての山地を除く広い地域が中新世以降の新しい地層や火山噴出物に被われるため, 上記の「日本海拡大」以前に大陸縁で形成された地質体の露出は少ない. 白亜紀~古第三紀花崗岩の産地は, 関東山地北縁部にあたる下仁田地域と足尾山地以北の山地に限られるが(図1), これまで年代を含めて詳しい研究は行われていなかった. 下仁田地域には白亜紀とみられ

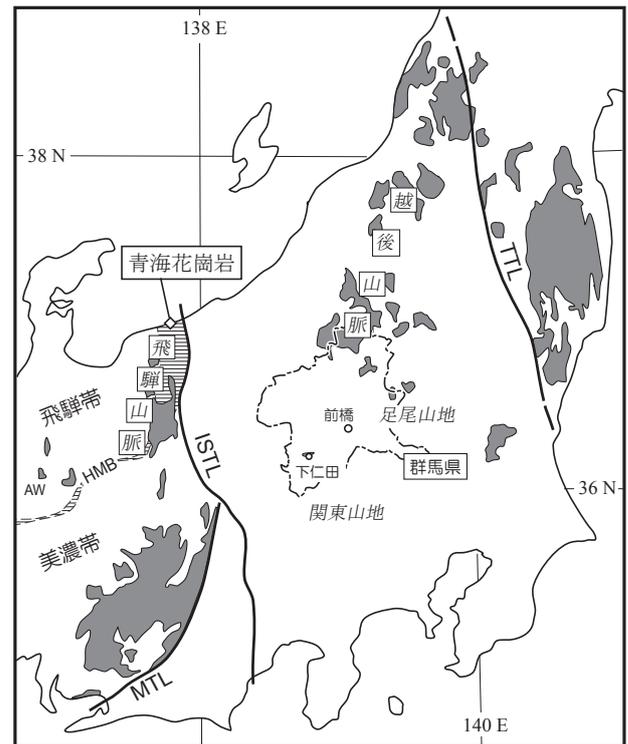


図1. 本州中部の白亜紀-古第三紀花崗岩体の分布と青海花崗岩体の位置.

花崗岩体の分布は「日本花崗岩図」(佐藤ほか, 1992)を一部改訂, 簡略化. MTL: 中央構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線, TTL: 棚倉構造線. 飛騨外縁帯(HMB)は山田ほか(2001, p.116)による. AWはアワラ谷花崗岩体.

る花崗岩が露出するが, 破碎や変質が著しくK-Ar法など従来の年代測定技術では信頼できる年代値が得られなかったからである. 近年になって微細な副成分鉬物であるジルコンのU-Pb年代を測定できる装置が普及し, この測定技術を下仁田地域の花崗岩体に適用したところ, 約70 Ma(滑岩体)と約100 Ma(千平岩体)という明瞭に異なる2つの時代の岩体が確認された(佐藤ほか, 2018). いずれも破碎や変質を受けているため低い帯磁率から直ちに還元型と判定する訳にはいかないが, 鏡下の観察からは元々磁鉄鉬に乏しかったと推定される. 西南日本弧では, 南側の山陽帯に還元型が, 北側の山陰帯に酸化型が分布する傾向が明瞭であるが(例えば, Ishihara, 1979; 佐藤ほか, 1992), 飛騨地域には小規模ながら約100 Maの還元型花崗岩体も知られているので(図1のAW), 対比については慎重を期する必要がある. ここで取り上げる青海岩体については, 約93 Maのフィッション・トラック年代が報告されているが(石橋, 1986), 帯磁率については未測定であった. そこで, 2001年の予察調査で露頭の帯磁率を測定し, 採取した試料の黒雲母を抽出してK-Ar法で年代を測定するとともに, 全岩の化学組成を分析したが, 部分的な検討に留まったため結果は未公表のままになっていた. 今後の研究に資するため, ここに検討結果を報告して記録に残すことにしたい.

2. 青海花崗岩体周辺の地質概略

飛騨山脈北端部の日本海岸は、「親不知・子不知」と称される断崖になっている。その東半部にあたる新潟県糸魚川市青海町西部の子不知海岸には、約3 kmにわたって花崗岩が露出し、青海花崗岩とよばれる(石橋, 1986)。新潟県地質図改訂委員会(2000)による地質図説明書では(p.24)、この花崗岩を「青海-蓮華帯の変斑れい岩と古生層を貫く黒雲母花崗岩」と記述されている。一方、5万分の1地質図幅「糸魚川」では、海岸から陸側へ最大幅0.7 kmの岩体を描くとともに、説明書では「舞鶴帯構成岩類に貫入すると判断されるものの、周囲の母岩への接触変成作用は確認できなかった」と記述されている(長森ほか,

2018, p.19)。

このように、青海花崗岩体が浸入したとみられる地質体の位置づけは、報告書によって異なる。この地域は飛騨帯と美濃帯の構造境界としての飛騨外縁帯の北東端部にあたり(図1)、古生代の地層や変成岩類が複雑に入り組んだ地帯である。亀井(1955)による「ひだ外縁構造帯」の提唱以来多くの研究がなされてきたが、飛騨外縁帯の成因についてはまだ定説がないとされる(東田, 2006)。青海岩体周辺の地質に関する上記の記述にもその状況が現れているのであろう。ここでは、近年刊行された5万分の1地質図幅「糸魚川」・「小滝」・「泊」(長森ほか, 2010, 2018; 竹内ほか, 2017)を簡略化した地質図を図2に示し(註3)、これに我々の観察地点や試料採取地点を示した。

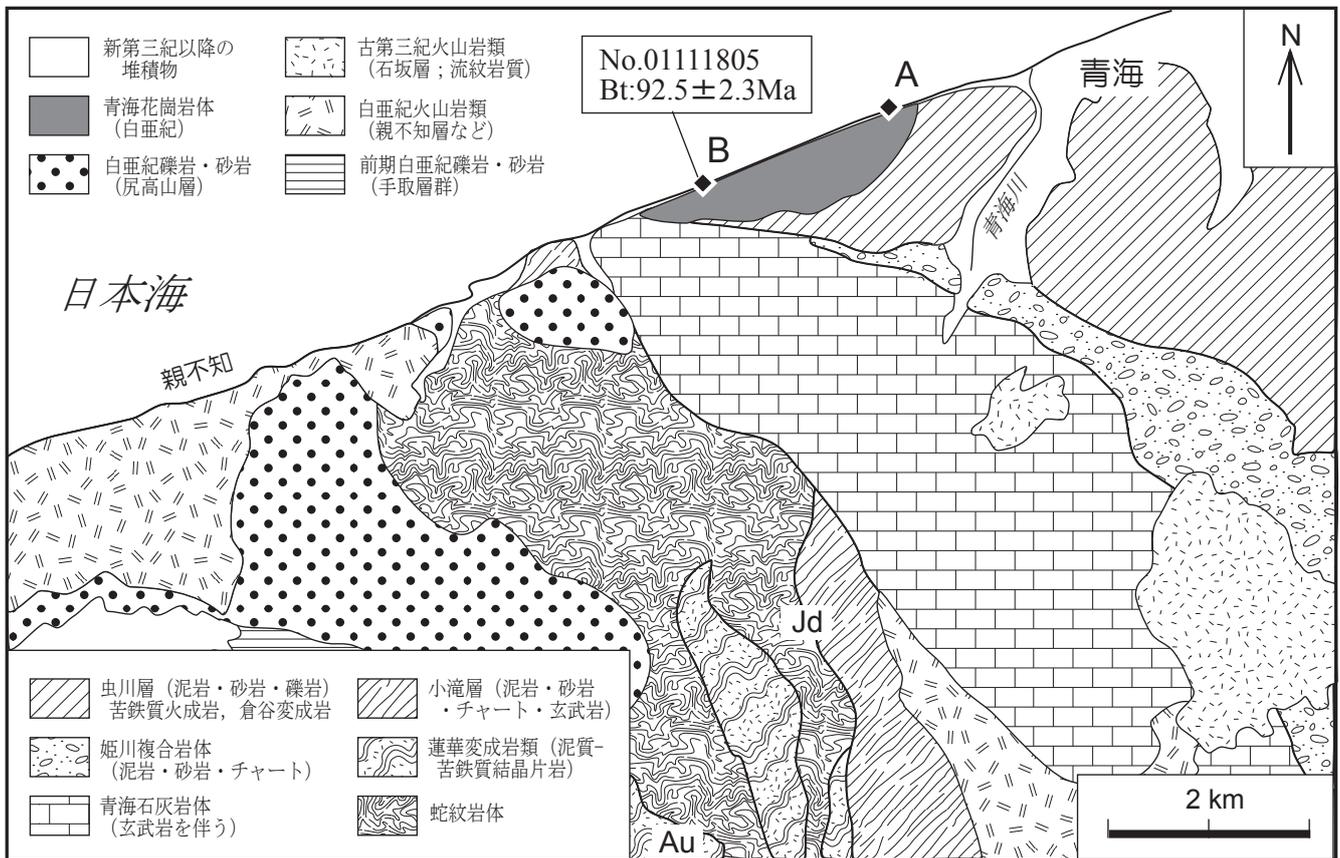


図2. 青海花崗岩体の試料採取地点と岩体周辺の地質概略。

5万分の1地質図幅「糸魚川」(長森ほか, 2018)、「小滝」(長森ほか, 2010)および「泊」(竹内ほか, 2017)を簡略化。この図の地域は、従来の「飛騨外縁帯」の北端部にあたる構造帯とみられ(図1)、北西-南東方向に延びる古生代(主にペルム紀)の地質体が断層を介して帯状配列をなし(図の左下の凡例群)、その一部を白亜紀の青海花崗岩体が貫き、白亜紀-古第三紀の火山岩類や砕屑岩層が不整合に被う(図の左上の凡例群)。5万分の1地質図幅では、古生代の地質体を北東から南西に向かって、以下の5帯に分けた。(1)舞鶴帯相当層:虫川層(ペルム紀の泥岩・砂岩・礫岩)とデボン紀の苦鉄質火成岩塊(琴沢火成岩類)およびペルム紀の苦鉄質変成岩塊(倉谷変成岩)、(2)姫川複合岩体:チャート・泥岩・砂岩からなるペルム紀付加体、(3)青海石灰岩体:石炭紀-ペルム紀の石灰岩に玄武岩を伴う、(4)外縁帯相当層:小滝層(ペルム紀の泥岩・砂岩・珪質凝灰岩・チャート・玄武岩)、および(5)蛇紋岩メランジュ帯:石炭紀の高圧変成岩(蓮華変成岩類)を含む時代未詳の蛇紋岩体。これら古生界を被う白亜紀火山岩層としては、図の西部に分布する親不知層や図の南東端部に分布する一本松層(いずれも安山岩-デイサイト質)が知られ、一本松層の下位に産する砂岩・礫岩を主とする赤禿層にも凝灰岩層が挟まれる。古第三紀の流紋岩類からなる石坂層は青海石灰岩体や白亜系を不整合に被う。AとBは青海花崗岩体の観察地点で、A地点付近の試料のジルコンにつき 92.7 ± 5.9 Maのフィッシュントラック年代(石橋, 1986)と 114.0 Maから 90.8 MaにわたるU-Pb年代(長森ほか, 2018)が報告されており、B地点で採取した試料の黒雲母につき 92.5 ± 2.3 MaのK-Ar年代が得られた(本研究)。Au:金鉱山跡(三保倉鉱山;この西1.5 km付近に橋立鉱山跡)、Jd:ヒスイ産地。

この図2の地域は、図1に示したように、従来の「飛騨外縁帯」の北東端部にあたる構造帯とみられ、北西-南東方向に延びる古生代（主にペルム紀）の地質体が断層を介して帯状配列をなし（左下の凡例群）、その一部を白亜紀の青海花崗岩体が貫き、白亜紀～古第三紀の火山岩類や碎屑岩層が不整合に被う（左上の凡例群）。5万分の1地質図幅「糸魚川」・「小滝」・「泊」では、古生代の地質体を北東から南西に向かって、以下の5帯に分けている。(1) 舞鶴帯相当層：虫川層（ペルム紀の泥岩・砂岩・礫岩）とデボン紀の苦鉄質火成岩塊（琴沢火成岩類）やペルム紀の苦鉄質変成岩塊（倉谷変成岩）、(2) 姫川複合岩体：チャート・泥岩・砂岩からなるペルム紀付加体、(3) 青海石灰岩体：石炭紀-ペルム紀の石灰岩と玄武岩、(4) 外縁帯相当層：小滝層（ペルム紀の泥岩・砂岩・チャート・玄武岩）、および(5) 蛇紋岩メランジュ帯：石炭紀の高圧変成岩を含む時代未詳の蛇紋岩体。これら古生界を被う白亜紀火山岩層としては、図の西部に分布する親不知層や図の南東端部に分布する一本松層（いずれも安山岩～デイサイト質）が知られ、一本松層の下位に産する砂岩・礫岩を主とする赤禿層にも凝灰岩層が挟まれる。古第三紀の流紋岩類からなる石坂層は青海石灰岩体や白亜系を不整合に被う。白亜紀以降とみられる安山岩-デイサイトの岩脈や断層に沿う蛇紋岩脈も産するが、この図では省略されている。

青海花崗岩体は上記の(1)に貫入したとされ、「糸魚川」図幅の青海川左岸側の虫川層中にも花崗岩の小露出が描かれているが、既述のように熱変成作用は確認されていないという（長森ほか、2018, p.19）。花崗岩試料を採取した海岸では、付加体の混在岩に似た泥質岩ホルンフェルス転石を見出し、青海岩体による熱変成の可能性が想起されたが、我々も青海岩体と虫川層の貫入関係は確認できていない。また、「糸魚川」図幅では、青海花崗岩体の南西端部が青海石灰岩体とも接しているが（図2）、石灰岩体中に熱変成岩やスカルンは認められていない。このことから、青海花崗岩体と青海石灰岩体とは、少なくとも現在の地表部付近では断層接触の関係にあると推定される。

この地域でよく知られた鉱床としては橋立金山の含金石英脈が挙げられる（図2の中央下端にある三保倉鉱山跡を示すAuのマークの西1.5 km付近）。小野 健（2001, 私信）によれば、戦後も1960年代まで採掘が行われ、青海川上流の金山谷には旧坑が散在する。鉱床の形成時期は不明であるが、結晶片岩中に胚胎する30-40度に傾斜した幅10-30 cmの石英脈が観察されるという。竹内ほか（2017, p.102-103）は橋立鉱山跡の現状を写真で紹介している。

3. 青海花崗岩体の帯磁率測定と試料採取

青海花崗岩体の良好な露出は海岸に限られる。交通の難所でもある「親不知・子不知」をトンネルや高架橋で通過する道路から海岸に下りるのは容易ではないが、2001年の調査時には、国道8号から図2のAとB2地点の海岸露頭に比較的容易に到達することができた。A地点は、かつて石橋（1986）がフィッシュン・トラック年代を報告した試料の採取地点に近いと推定され（註4）、後述の長森ほか（2018）によるU-Pb年代測定用の試料採取地点に相当するとみられる。A地点周辺に露出する花崗岩は中粒の黒雲母花崗岩で、露頭で測定した帯磁率は（註5）、 $1-3 \times 10^{-3}$ SIと低めの値が一般的であり、部分的には 0.5×10^{-3} SIを下まわるような低い値も得られた。露頭には東西系の割れ目が発達し、その一部には安山岩の岩脈が貫入しており、その近傍で 0.5×10^{-3} SIを下まわる低い帯磁率が見出された。割れ目の発達や岩脈の貫入が花崗岩に二次的な影響を与えた可能性が考えられるため、この露頭はK-Ar年代測定試料の採取対象としては不的確だと判断した。安山岩脈は幅0.1-1 mで、帯磁率は $10-11 \times 10^{-3}$ SIを示し、輝石だったと推定される斑晶は変質により緑泥石や炭酸塩鉱物に変わっているため、この岩脈もK-Ar年代の検討対象としては不向きと思われた。なお、石橋（1986）は年代測定試料を「勝山東方の沢の入り口で採取した複雲母花崗岩」としているが（註4）、我々がA地点の露頭で採取した試料（No.01111801）には幅約1 cmのアプライト脈が含まれ、その近傍に鏡下でごく微量の白雲母（<0.6 mm）が見出されたものの、野外では白雲母の存在を認識できなかったため、この報告では「黒雲母花崗岩」とした。

B地点では、国道8号の2つのトンネルをつなぐ橋梁の脇から工事用道路を経て海岸に下りることができた。国道の「向山洞門」の下にあたる。露頭の岩相はA地点によく似た黒雲母花崗岩で、一部に幅1-2 mに及ぶアプライトの岩脈が見られたが、割れ目が少なく安山岩質の岩脈も見られないので、A地点に比べて年代測定試料の採取には好適と判断された。後述のように、鏡下観察でも、この判断が裏付けられた（註6）。露頭の帯磁率は $1-3 \times 10^{-3}$ SIと低めの値が一般的であることはA地点と同様であるが、幅約20 cmのアプライト岩脈で 5×10^{-3} SIに達するやや高い測定値も得られた。年代測定と全岩分析用の試料は、削岩機の孔の跡が残る新鮮な岩塊から採取した。この岩塊が直上の工事現場からもたらされたことは疑う余地がなく、削岩孔は新鮮な試料を採取する場合の目安のひとつであることが経験的に分かっていたからである。この試料（No.01111805）の鏡下

表1. 飛騨山地北端の親不知一子不知海岸に露出する青海花崗岩のK-Ar年代.

Table 1. K-Ar age of Omi Granite exposed along the Oyashirazu-Koshirazu coast in the northern end of the Hida Mountains.

Sample No.	Rock (Dated material)	⁴⁰ Ar* (scc/g×10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar* (%)	K (%)	Age (Ma)
01111805	Biotite granite (Biotite)	2.75	96.4	7.39	93.3±2.3
		2.70	96.2	7.39	91.6±2.3
					92.5±2.3 (av.)

$\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K=0.01167$ atom % (Steiger and Jäger, 1977), ⁴⁰Ar* : radiogenic Ar.

Analyst : K. Noyes, Allegheny Technologies.

の特徴は次項で記述するが、岩石切断機で成形した平滑な面で測定した帯磁率は 2.5×10^{-3} SIであった (表2, 註5)。

4. K-Ar年代と全岩化学組成の検討

採取した試料の中で代表的かつ最も新鮮と判定した試料 (No.01111805) につき、黒雲母のK-Ar年代と全岩の主成分および微量成分の化学組成を検討した。

4.1. 岩石の特徴と年代測定試料の調製および測定結果

黒雲母はカリウムを含む主要な造岩鉱物であり、この岩石中に自形～半自形の結晶 (<1.5 mm) として含まれ、20%程度が緑泥石化している。しかし、斜長石・カリ長石とも新鮮で、絹雲母化はごくわずかであり、これまでの研究で測定対象としてきた花崗岩試料と比べ変質程度の点で許容範囲と言える。石英に波動消光は認めがたく、黒雲母の劈開や斜長石のアルバイト双晶にも変形の痕跡は認められなかった。磁鉄鉱は自形～半自形 (<0.5 mm) で、黒雲母に伴うものが多いが、孤立して産する場合もある。微量のアパタイトやジルコン結晶 (<0.1 mm) も観察された。斑晶としての白雲母は認められなかった。ちなみに、A地点で採取した花崗岩 (No.01111801) では、黒雲母の半分程度が緑泥石化し、長石の絹雲母化も上記試料 (No.01111805) より進んでおり、黒雲母や斜長石に変形の痕跡は認められないものの、石英に微かではあるが波動消光が認められた。以上の鏡下観察からも、K-Ar年代測定用の試料採取にはA地点よりB地点の方がよいことが確認された。

K-Ar年代の測定に供する黒雲母試料の調製は以下のようであった。(1) ジョークラッシャーとディスクグラインダーで粉碎した試料から篩振とう器を用いて60～80メッシュの粒度のものを選び、(2) ハンドマグネットを用いて磁鉄鉱や鉄粉 (主にディスクグラインダーから) を除去し、水で微細粒粉末を洗い流した後に約65℃で乾燥、(3) アイソダイナミック・セパレーターで黒雲母を濃集、(4) 最後に重液 (ヨウ化メチレン) を用いて、わずかに残った不純

物 (石英や長石の付着した黒雲母粒子など) を除去、(5) 双眼顕微鏡下で純度を確認。以上の操作で高純度の黒雲母試料が得られ、不純物は1%を超えないと見積もられた。年代の測定は米国のAllegheny Technologies社に依頼して行われ、92.5±2.3Maという結果を得た。年代の計算に用いた壊変定数などデータの詳細は表1に纏めて示した。

4.2. 全岩分析試料の調製と分析結果

全岩分析用の粉末試料は、年代測定用の黒雲母を抽出したのと同じ岩石を粉碎して調製した。花崗岩は一般に粗粒であり、Sn・W・Moなどの鉱床構成元素にも着目しているため、以下のような手順で作業を進めた。(1) ジョークラッシャーで粗粉碎、(2) 粗い粒子は鋼鉄製の手動式スタンプミルで追加的に粉碎、(3) 砂状の試料から均等になるよう注意して縮分し (例えば円錐四分法で) 約100グラムを分取、(4) メノウ製乳鉢をセットした振動ミルで微粉碎して調製した粉末をポリ瓶に保存。今回はこの粉末試料の一部をオーストラリアのシドニーにあるMacquarie UniversityのB.W.Chappell教授の支援を得て、蛍光X線分析法により分析した。分析法の詳細はHeckel et al. (1991) に記述されている。分析結果を表2に纏め、下端部には帯磁率とK-Ar年代も付記した。

5. 考察：飛騨地域の花崗岩と鉱床の形成史における青海花崗岩体

5.1. 既存の年代データとの比較

青海花崗岩体の放射年代としては、既述のように石橋 (1986) により92.7±5.9Maのフィッシュン・トラック年代が報告されていたが、近年5万分の1地質図幅「糸魚川」作成過程でLA-ICP-MSでジルコンのU-Pb年代を測定し、114～91Maというかなりの幅をもった年代値が報告された (長森ほか, 2018, p.19)。今回我々が黒雲母について得た92.5±2.3 MaというK-Ar年代は、これら既存の年代値と一応調和的と言えるが、詳しく見ると以下のような問題が残る。

表2. 青海花崗岩の化学組成
(試料番号: 01111805).

Table 2. Chemical composition of Omi Granite (Sample No.:01111805) .

Major elements (wt.%)	
SiO ₂	74.42
TiO ₂	0.13
Al ₂ O ₃	13.40
Fe ₂ O ₃	1.22
MnO	0.05
MgO	0.44
CaO	1.07
Na ₂ O	3.62
K ₂ O	4.47
P ₂ O ₅	0.04
S	<0.01
LOI	0.98
Total	99.85
Minor elements (ppm)	
V	4
Cr	15
Co	6
Ni	1
Cu	<0.3
Zn	24
Ga	12.3
Ge	1.3
As	<0.5
Se	0.3
Rb	150
Sr	107
Y	12
Zr	73
Nb	8.1
Mo	<0.2
Cd	<0.2
In	<0.3
Sn	1.8
Sb	<0.5
Te	<1.0
Cs	6.4
Ba	448
La	13
Ce	26
Hf	4.0
Ta	1.4
W	1.6
Tl	1.5
Pb	26
Bi	0.4
Th	12.4
U	4.3
Magnetic susceptibility ($\times 10^{-3}$ SI)	2.5
K-Ar age of biotite (Ma)	92.5 \pm 2.3
Magnetic susceptibility was measured on sawed flat surfaces using Kappameter KT-5.	

石橋 (1986, p.14) は、測定対象としたジルコンはメタミクト化してトラック (ウランの核分裂飛跡) が計数できないものが多く、計測できた個々の粒子年代が大きくばらついていたと指摘して、複雑な冷却史を推定した。長森ほか (2018, p.19) による112個の測定点のうちコンコーディア曲線にのるデータは42個で、それらも上記のような23 m.y.に及ぶ幅の広い年代を与え、年代値が5つのピークをつくり、最も若い年代ピークが90.8 \pm 1.1 Maであったとい

う。測定に用いたレーザービームのサイズが書かれていないが、直径が約25 μ mとすれば (例えば、佐藤ほか, 2018), 複雑な結晶成長と熱史を経たジルコン結晶の径25 μ m程の範囲を一括して測定してしまっている可能性がある。最も若い年代ピークの90.8 \pm 1.1 Maがジルコン結晶の最外殻部の年代として青海花崗岩体の固結年代を示すのだとすれば、閉鎖温度の高いジルコンのU-Pb年代が、閉鎖温度が比較的低温年代を示すと考えられるフィッショントラック年代やK-Ar黒雲母年代よりいくぶん若いとはいえず誤差範囲でほぼ一致するという結果は重要である (註7)。これら3種類の年代データが何れも正しいとすると、青海岩体は貫入固結して急速に冷却したことになる。それでは、ジルコンのU-Pb年代が粒子ごとあるいは測定点ごとに大きく異なる年代を示したという観察事実はどう解釈すればよいのだろうか。

フィッショントラックとは、文字通りウラン (U) の自発核分裂による飛跡であり、鉱物やガラスに残された損傷である。その損傷を化学薬品を用いて拡大し、光学顕微鏡で計測して年代を求めるのが、フィッショントラック法である。メタミクト化した鉱物では、放射壊変の影響を受けて結晶格子が損傷を受けているので、UやPbが二次的に散逸し、U-Pb年代にも影響を与える可能性が指摘されている (例えば、Mezger and Krogstad, 1997; Geisler et al., 2007; McGlone et al, 2016)。U-Pb年代が測定されたA地点の試料 (長森ほか, 2018) とフィッショントラック年代が測定された試料 (石橋, 1986) は異なるので (註4), それぞれで観察された年代値の大きなバラツキが共通の原因によるのかどうかは分からないが、同一岩体の近接地点で採取されたジルコンが共に分散の大きな年代値を示したという事実は、むしろ興味深い観察結果と思われる。同一試料のジルコンを両方の手法で年代測定した結果を比較し、鉱物学的に詳しい検討を加えることで、年代値のバラツキに関する手掛かりが得られるかも知れない。

5.2. 飛騨地域の火成活動史と鉱床生成区からみた青海花崗岩

青海花崗岩体がK-Ar黒雲母年代の約93 Maに貫入したとして、この活動を飛騨地域の火成活動の中にどう位置づければよいだろうか。既存の年代データを俯瞰すると、飛騨地域の白亜紀以降の火成活動は、途切れることなく一様に続いた訳ではなく、以下のような活発な3時期に区分できるように思われる。(1) 白亜紀中期 (ca.110~90 Ma), (2) 白亜期末~古第三紀初期 (ca.70~55 Ma), (3) 中新世以降 (<ca.20 Ma)。 (3) は更に細分できると思われるが、こ

では一括した。山田ほか (2001) は、(1) に関連して親不知火山岩層 (図2の西端部から西側に広く分布) の安山岩質溶岩2試料につき約90 Maと約97 Maの全岩K-Ar年代を報告するとともに、花崗岩体に関する既存の年代データ (石橋, 1986; 柴田・内海, 1995; 内海ほか, 1995など) も合わせて、約1億年前の火成活動を強調した。今回我々の得た青海花崗岩体のK-Ar年代データは、石橋 (1986) や長森ほか (2018) の結果ともほぼ調和的であり、岩体の規模としては比較的小さいながらも、「白亜紀中期のエピソードな火成活動」(mid-Cretaceous episodic magmatism) の一部と位置づけられそうである。

火成活動に伴う鉱化作用に着目すると、(1) の活動に伴う顕著な金属鉱床が知られていないのに対して、(2) には山陰帯を特徴づけるPb-ZnやMoの鉱床を伴う点が注目される (例えば、石原, 1968; 石原ほか, 1992)。神岡Pb-Zn鉱床は68-63 Maに (佐藤・内海, 1990)、中竜Pb-Zn鉱床や平瀬Mo鉱床は62 Ma頃に (Shibata and Ishihara, 1974; 改訂された壊変定数で再計算) 形成されたと考えられ、北アルプスの古第三紀花崗岩体にもMo鉱床が伴われる (Ishihara et al., 1990)。 (1) と (2) の鉱床学的な差異の原因は、興味深い課題であるが、よく分かっていない。そもそも、それぞれの時代の火成活動を一括して扱ってよいのかどうか、更に詳しい検討も必要であろう。例えば青海花崗岩体 (約93 Ma)、親不知火山岩層 (約97 Ma, 約90 Ma)、北又谷花崗閃緑岩体 (約89 Ma) など地理的にも年代的にも比較的近い火成岩体を取り上げて岩石学的な比較を試みるなどの検討が望まれる。

5.3. 花崗岩の岩型区分と青海花崗岩体

「日本花崗岩図」(佐藤ほか, 1992) で提示した酸化型・還元型という花崗岩の2区分は、冒頭にも記述したように、Ishihara (1977) のmagnetite-series/ilmenite-seriesという区分が基本的には酸化還元状態の反映であることを強調するためであった。花崗岩質マグマが酸化的であれば磁鉄鉱が酸化物として安定的に晶出できるが、還元的であればマグマ中の鉄 (Fe) が酸化物ではなく黒雲母や角閃石などFeを含む珪酸塩鉱物として晶出することになると考えられる。晶出する磁鉄鉱は造岩鉱物としては少量であるが、岩石の帯磁率に鋭敏に反映されるので、帯磁率を測定するだけで酸化型か還元型かの目安は容易に付けられるという利点があることも既に述べたとおりである (佐藤, 2003)。ただし、地殻内の状態は多様であって、酸化還元状態は連続的に変化する物理化学的な変数のひとつである。磁鉄鉱の晶出のタイミングや量は、マグマの化学組成や温度・圧力条件に

も規定されるであろうし、それらの要素が時間とともに変化するであろうから、酸化型 (magnetite-series) は磁鉄鉱を含み、還元型 (ilmenite-series) は磁鉄鉱を欠くというように明確に分けられるわけではない。「日本花崗岩図」にも示したように、多数の花崗岩の帯磁率測定データのヒストグラムは明瞭なバイモーダルパターンを示すものの、実際には中間的な測定値も見出されるのである。例えば、南部フォッサマグナに産する甲府岩体は多様な帯磁率を呈する例であるが、酸化型を主とする岩体の周辺部に四万十帯の堆積岩の影響によるとみられる還元型が分布し、酸化型との境界部に中間的な帯磁率を示す部分が見出されている (佐藤・石原, 1983; Sato, 1991)。このような事例を考慮して、酸化型・還元型 (magnetite-series/ilmenite-series) の境界はデータ集が示すバイモーダルなピークの谷間におかれたのである (佐藤, 2003)。この境界は比帯磁率では50-100×10⁻⁶ e.m.u./gとされ、帯磁率では約2-3×10⁻³ SIにあたる (佐藤・石原, 1983の第2図)。

以上に詳述した花崗岩系列あるいは酸化型・還元型の区分に関する経緯に基づくと、青海花崗岩は両者の中間的な帯磁率を示すということになる。ただし、1×10⁻³ SI前後よりも低い帯磁率の測定には最大30%に及ぶ測定誤差が含まれることがあるので (佐藤・石原, 1983)、とくに野外での低い測定値を基に厳密な議論を進めるのは余り生産的ではないと思われる (註8)。青海花崗岩体は、酸化型に典型的な10-50×10⁻³ SI という値と比べ、著しく低い帯磁率を示すという特徴を指摘しておきたい。

なお、全岩組成の少なくとも主成分組成については、酸化型・還元型の間Fe³⁺/Fe²⁺比以外には系統的な差は見出されていない。今回の青海花崗岩の分析は蛍光X線分析法によるのでFe³⁺/Fe²⁺比を求めることはできないが、日本の花崗岩の平均化学組成 (Aramaki et al., 1972) よりいくぶんかK₂Oに富むことが指摘される。主成分組成による火山岩の区分でよく使われるK₂O-SiO₂ ダイアグラムやTAS (total alkali-silica) ダイアグラムに基づくと (Le Maitre, 2002)、high-K typeの流紋岩に相当する。青海岩体はこのような流紋岩質マグマが地下で固結し、隆起して現在は地表に出現している地質体ということになる。飛驒地域にはこの様な流紋岩質マグマの噴出相に相当する火山岩は無いのであろうか。

この地域に分布する他の白亜紀-古第三紀火成岩類と比較してみたいが、全体を総括したような文献を見出すことができなかった。ここでは青海花崗岩の分析結果の提示に留め、飛驒地域の他の白亜紀中期の岩体の予察結果も合わせて、稿を改めて考察したい。

6. あとがき

青海花崗岩体の黒雲母について得られた 92.5 ± 2.3 MaというK-Ar年代が、詳しい検証が求められるものの、ジルコンについて得られた既存のフィッション・トラック年代やU-Pb年代とほぼ調和的であることから、この岩体が白亜紀中期の飛騨地域に起こったエピソードな火成活動の産物であることが確認されたと言えよう。この時期の花崗岩体だけでなく飛騨地域の白亜紀～古第三紀の花崗岩体の規模が、飛騨山脈南部を除くと山陽帯に比べて小さいのは何故だろうか。「日本海拡大」前の飛騨地域はロシア極東シホテアリン地域の南西延長域に想定されることが多い。シホテアリン地域には白亜紀～古第三紀の花崗岩が広く分布し、その主要な形成時期が120-50 Maにわたる点では日本列島と類似する（佐藤, 2003; Sato et al., 2004; 佐藤興平, 未公表資料）。今後は両地域を包括した花崗岩活動と鉱床形成の歴史を構築する必要があるだろう。その際に、青海花崗岩体は規模が小さいとは言え、重要な位置を占めることになるかも知れない。

謝辞

元電気化学工業（株）青海工場セメント原料部長で、さわがに山岳会や青海町文化協会の会長などをつとめておられた小野 健氏からは、橋立金山の歴史や現況および青海石灰岩の地質についてご教示頂いた。花崗岩試料の分析にあたってはオーストラリアMacquarie大学のB.W.Chappell教授からご支援頂いた。地質調査所時代の上司であった石原舜三博士からは数々のご指導を戴いた。お三方とも既にお亡くなりになり、この調査結果のご報告は叶わなかった。報告書の執筆と公表の遅れは、全て筆頭著者の責任である。ご冥福をお祈りしつつ、お礼を申し上げたい。また、石橋英一氏は青海岩体のフィッション・トラック年代測定試料の詳しい採取地点をご教示くださった。名古屋大学環境学研究科 地質・地球生物学講座の竹内 誠教授は、注意深い査読で原稿の不備を指摘してくださった。お二人にも深謝します。

<註>

註1) 青海の英語表記にはOumi, Ohmi, Omiなどが考えられよう。かつて当地の蛇紋岩中のアルビタイト（曹長岩）脈からSrとTiを主成分とする含水珪酸塩の新鉱物が発見され（Komatsu et al., 1973）、その命名にOhmiが使われたことがある（ohmilite）。近年は行政区画名などの表示

にOmiが使われる例が多くなっているため、ここではOmiと表記することにする。

註2) フォッサマグナの西縁を糸魚川－静岡構造線（図1のISTL）とする点については異論がないが、東縁は必ずしも明瞭でなく、新潟県の柏崎から千葉県の銚子や千葉に至る構造線を想定する考え方がある（例えば、山下, 1995）。本稿ではこの問題に触れないが、この想定に基づけば、前橋の北側に位置する赤城山付近から西側の群馬県はすべてフォッサマグナ地域に属することになる。

註3) 図2の基図とした「糸魚川」・「小滝」・「泊」の5万分の1地質図幅では、ペルム紀の正常層（ここでは小滝層）を飛騨外縁帯としている。これは「古生代浅海成層を主体とする地層群とその変成相が断層や剪断帯に挟まれて狭長な分布をなす」とした飛騨外縁帯の再定義案（東田ほか, 2004）に従ったものと思われる。この提案には反論もあり（例えば、柗座・丸山, 2011）、図1と厳密には調和しないが、最新の詳しい野外調査情報が盛り込まれていると期待される地質図幅を図2の基図とした。飛騨外縁帯の成因に関する議論は興味深いですが、本稿は青海花崗岩体の調査結果を記録に残すことを目的としているので、そのような議論には立ち入らないことにする。

註4) 石橋（1986）の試料採取位置点は、第2表では「青海町勝山」とされており、地形図を見るとA地点の南西600 m付近に標高328 mの勝山がある。一方、本文中（p.14）には「勝山東方の沢の入り口で採取した複雲母花崗岩」と記述されており、第1図も参照すると、海岸からいくぶん陸側に入った地点と思われるが、詳細は不明である。原稿執筆に際し石橋氏に問い合わせたところ、「海岸から少し入った沢の中の転石から採取した」とのことであった。したがって、転石の給源は長森ほか（2018）がU-Pb年代を測定した露頭に比較的近いと推定されるものの、同一ではないことになる。

註5) 帯磁率の測定にはGeofyzika Brno社製のKappameter KT-5を用いた。全長約20 cmの懐中電灯型装置の先端部に径6.5 cmの計測部がセットされており、軽量で利便性が高いが、測定対象の表面に凹凸があるといくぶん低い値を与える傾向がある。野外ではなるべく平滑な面を選んで計測するのが望ましいが、正確な帯磁率値を得るためには、計測部より大きい試料を採取して岩石切断機などで平滑な面を作成し、その面に計測部を当てて測定する必要がある（佐藤, 2003）。全岩分析結果を示した表2にはそのようにして計測した値が示されている。この値 2.5×10^{-3} SIは3つの切断面を複数回測定した結果の平均値で、10%程度の誤差が見込まれる。

註6) K-Ar年代測定の対象とした黒雲母についてAとBの2地点の試料を鏡下で比べると、B地点の方が緑泥石化の程度が少なく、共存する長石の絹雲母化も少ないなど、B地点の方が優れていることは明瞭であった。マグマ性とみられる白雲母（絹雲母とは異なり形のしっかりした比較的粗粒の結晶）については、B地点の試料（No.01111805）には認められなかったが、A地点の試料（No.01111801）にはいくつか確認された。しかし、これらはアプライト細脈（幅約1cm）の近傍で見出されたもので、周囲の花崗岩にも散在するのかどうかは未確認である。アプライト細脈と花崗岩の境界は、直線的ではなく複雑に入り組んでおり、花崗岩が流動性を残している段階で生じた空隙を、分化したアプライト質マグマが埋めた可能性も考えられる。このアプライト細脈には、自形の形から磁鉄鉱とみられる微細な不透明鉱物（ $<50\mu\text{m}$ ）が散在する。石橋（1986）はA地点近くで採取したと思われる試料を「複雲母花崗岩」と表記しているが、白雲母の産状や含有量については記載されていないので、我々の採取した試料との比較は難しい。我々の試料の白雲母はごく微量なため、ここでは「黒雲母花崗岩」と記述してある。

註7) 放射年代の閉鎖温度は、徐冷や再加熱といった過程を経た可能性がある岩体の地質学的な解釈の際に重要な要素であり、黒雲母のK-Ar年代に関してはおよそ $300\pm 50^\circ\text{C}$ 、ジルコンのフィッシュン・トラック年代についてはおよそ 240°C と見積もられているのに対し、ジルコンのU-Pb年代はおよそ 700°C と見積もられている（例えば、兼岡，1998，p.20）。花崗岩はマグマが地下で固結し、火山岩と比べてゆっくり冷却した岩石なので、黒雲母のK-Ar年代は岩石が 300°C 位まで冷えた時の年代を記録した“冷却年代”と解される。

註8) 青海花崗岩体のB地点で見出したアプライト岩脈は、母岩の花崗岩よりいくぶん高い帯磁率を示した。この差は有意であり、似た現象は稀ながら他の地域でも見られたことがある。かつてCzamanske and Wones（1973）がノルウエーのFinnmarka complexの研究で提唱した「マグマ分化過程において H_2O の解離で発生した H_2 の散逸による酸化」というメカニズムの事例なのかも知れない。A地点の試料（No.01111801）で見られたアプライト細脈内の不透明鉱物の産状は示唆に富むように思われたが、未検討のままとなった。

文献

- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972) : Chemical composition of Japanese granites, part2. variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78** : 39-49.
- Czamanske, G.K. and Wones, D.,R. (1973) : Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway; Part2, The mafic silicates. *Jour. Petrol.*, **14** : 349-380.
- Geisler, T., Schaltegger, U. and Tomaschek, F. (2007) : Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, **3**, 43-50.
- Heckel, J., Brumme, M., Weinert, A. and Irmer, K. (1991) : Multi-element trace analysis of rocks and soils by EDXRF using polarized radiation. *X-ray Spectrometry*, **20** : 287-292.
- 石橋英一（1986）：後期白亜紀～古第三紀火山岩類の層序およびフィッシュン・トラック年代—新潟県姫川下流域を例として—。地球科学，**40** : 1-17.
- 石原舜三（1968）：岐阜県平瀬モリブデン鉱床の地質学的位置—本邦モリブデン鉱床の研究—。鉱山地質，**18** : 257-272.
- Ishihara, S. (1977) : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27** 293-305.
- Ishihara, S. (1978) : Metallogenesis in the Japanese island arc system. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **135** : 389-406
- Ishihara, S. (1979) : Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **85** : 509-523.
- Ishihara, S. (1981) : The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.*, **75th Anniversary Volume**, 458-484.
- Ishihara, S. and Sato, K. (1991) : Metallogeny of East Asia. *Abstracts of Geol. Soc. America, Annual Meeting, San Diego, California, International Division and AGID (S5) : Geology of the Pacific Rim*, A217.
- Ishihara, S., Sasaki, A. and Harayama, S. (1990) : Sulfur isotopic ratios of molybdenites from the Hida Mountains, Japan. *Mining Geol.*, **40** : 415-420.
- 石原舜三・佐々木昭・佐藤興平（1992）：日本鉱床生成図 深成岩活動と鉱化作用（2）：白亜紀—第三紀，1 : 2,000,000地質編集図 No.15-2，地質調査所。
- 亀井節夫（1955）：“ひだ外縁構造帯”について。飛驒山地の地質研究連絡紙，No.7 : 10-12.
- 金谷 弘・石原舜三（1973）：日本の花崗岩質岩にみられる帯磁率の広域的变化。岩鉱，**68** : 211-224.
- 兼岡一郎（1998）：年代測定概論。東京大学出版会，東京，315pp.
- Komatsu, M., Chihara, K. and Mizota, T. (1973) : A new strontium-titanium hydrous silicate mineral from Ohmi, Niigata Prefecture, central Japan. *Mineral. Jour.*, **7** : 298-301.
- 棚座圭太郎・丸山茂徳（2011）：飛驒外縁帯の地質構造発達史—日本列島地質体最古の太平洋型造山運動の復元—。地学雑誌，**120**, 960-980.
- Le Maitre, R.W. ed. (2002) : Igneous Rocks A Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 236pp.
- Lindsley, D.H., Anderson, G.E. and Balsley, J.R. (1966) : Magnetic properties of rocks and minerals. In : *Handbook of Physical Constants*, ed., Clark, S.P., *Geol. Soc. Am., Memoir* 97, 543-552.
- McGlone, M.V., Tomkins, A.G., Webb, G.P., Spiers, K., MacRae, C.M., Paterson, D and Ryan, C.G. (2016) : Release of uranium from highly radiogenic zircon through metamictization : The source of orogenic uranium ores. *Geology*, **44**, 15-18.
- Mezger, K. and Krogstad, E.J. (1997) : Interpretation of discordant U-Pb zircon ages : An evaluation. *Jour. Metamorphic Geol.*, **15**, 127-140.
- 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（5万分尾1地質図幅），産総研地質調査総合セ

- ンター, 75pp.
- 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(5万分尾1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 130pp.
- 新潟県地質図改訂委員会(2000): 新潟県地質図説明書(2000年版), 新潟県商工労働部商工振興課, 200pp.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985): Opening mode of the Japan Sea inferred from the Paleomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**: 603-604.
- Sato, K. (1991): Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geology*, **15**: 367-399.
- 佐藤興平(2003): 環日本海のメタロジェニー: 地殻構造と花崗岩系列. 資源地質学, 資源地質学会, 61-70.
- Sato, K. (2012): Sedimentary crust and metallogeny of granitoid affinity: Implications from the geotectonic histories of the circum-Japan Sea region, central Andes and southeastern Australia. *Resource Geology*, **62**: 329-351.
- 佐藤興平・石原舜三(1983): 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地調月報, **34**: 413-427.
- Sato, K. and Kase, K. (1996): Pre-accretionary mineralization of Japan. *The Island Arc*, **5**: 216-228.
- 佐藤興平・内海 茂(1990): K-Ar年代から見た神岡Pb-Zn鉱床の形成時期. 鉱山地質, **40**: 389-396.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢(1992): 日本花崗岩図, 日本地質アトラス(第2版), 地質調査所.
- Sato, K., Kovalenko, S.V., Romanovsky, N.P., Nedachi, M., Berdnikov, N.V. and Ishihara, T. (2004): Crustal control on the redox state of granitoid magmas: tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces in the circum-Japan Sea Region. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **95**: 319-337.
- 佐藤興平・竹内 誠・鈴木和博・南 雅代・柴田 賢(2018): 関東山地北西縁下仁田地域に産する珪長質岩火成岩体のU-Pbジルコン年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (22): 79-94.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974): K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.*, **69**: 1207-1214.
- 柴田 賢・内海 茂(1995): K-Ar年代測定結果-5—地質調査所未公表資料一. 地調月報**46**: 643-650.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants on geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359-362.
- 竹内 誠・古川竜太・長森英明・及川輝樹(2017): 泊地域の地質. 地域地質研究報告(5万分尾1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 121pp.
- 東田和弘(2006): 2. 飛騨外縁帯・秋吉帯 日本最古の地層を含む地質体 2.1概説, 日本地方地質誌4: 中部地方, 朝倉書店, 東京, 154-155.
- 東田和弘・竹内 誠・小嶋 智(2004): 飛騨外縁帯の再定義. 地質雑, **110**: 640-658.
- 内海 茂・原山 智・宇都浩三(1995): 20万分1地質図幅「富山」地域, 年代未詳岩石のK-Ar年代. 地調月報, **46**: 375-381.
- 山田直利・滝澤文教・棚瀬充史・河田清雄(2001): 親不知火山岩層のK-Ar年代: 富山・新潟県境地域における約100 Maの安山岩質火山活動の証拠. 地球科学, **55**: 113-118.
- 山下 昇 編著(1995): フォッサマグナ. 東海大学出版会, 神奈川県, 310pp.