近畿中央部, 飛鳥地域の領家変成帯に産する細粒苦鉄質岩の形成過程

Formation processes of the fine-grained mafic rocks of the Ryoke metamorphic belt in the Asuka area, central Kinki district, SW Japan.

Abstract

西脇 仁* 奥平敬元*

*Hitoshi Nishiwaki
and Takamoto Okudaira*

2004年8月23日受付.

2005年1月28日受理.

* 大阪市立大学大学院理学研究科地球学教室
Department of Geosciences, Graduate School of
Science, Osaka City University, Osaka 558-
8585, Japan

In the Ryoke metamorphic belt in the Asuka area, Kinki Province, SW Japan, many mafic rocks are found as sheet-shaped xenoliths in the Older Ryoke granitoids. They show a strong to weak foliation defined by preferential alignment of long axis of plagioclase and amphibole grains. The grains of plagioclase and amphibole exhibit hypidiomorphic to xenomorphic shapes, and show no chemical zonings. Almost all plagioclases and amphiboles have unique chemical compositions of An_{40-45} and magnesiohornblende-ferrotschermakite, respectively. Using a conventional thermometer, equilibrium temperatures of plagioclase and amphibole rims are estimated to be 500–600 °C that is too low to obliterate the pre-existing zoning profiles due to low diffusivity in plagioclase and amphibole under such mid-crustal conditions. These observations suggest that the mafic rocks were amphibolite-facies metamorphic rocks. In some outcrops, there are obliquities between the trend of foliation of the mafic rocks and that of their contact planes to the Older granitoids. In many cases, the trend of foliation of the mafic rocks is oblique to that of the Older granitoids. The foliation of the Older granitoids is defined by preferential alignment of long axis of euhedral plagioclases and biotites, and may result from the magmatic-submagmatic deformation during their ascending and emplacement. Because there is a discordant relationship between foliation of the mafic rocks and that of the Older granitoids, the formation of foliation of the mafic rocks may predate the magmatic-submagmatic deformation of the Older granitoids. Consequently, the amphibolite-facies metamorphism of the mafic rocks occurred before their involving to the Older granitoids ascending/emplacing to the upper crust.

Key words: Kinki district, magmatic-submagmatic deformation, mafic rock, Older Ryoke granitoids, Ryoke metamorphic belt

はじめに

本邦における代表的な低圧高温型変成帯である領家変成帯は、主に堆積岩源変成岩類と花崗岩類、および苦鉄質岩類により構成されている。また花崗岩類は、岩相や野外での産状から古期花崗岩類と新期花崗岩類の2つに区分されている (e.g. 領家研究グループ, 1972, 1974; Hara et al., 1980; 端山ほか, 1982; Kutsukake, 1993, 2002; 奥平ほか, 2000)。堆積岩源変成岩類の低圧型変成作用の時期および、古期花崗岩類と新期花崗岩類の形成年代 (マグマ固結年代) は、ジルコン粒子の SHRIMP U-Pb 年代 (e.g. 中島ほか, 1993; Herzig et al., 1998; Watanabe et al., 2000) や CHIME モナザイト年代 (e.g. Suzuki et al., 1994, 1996; Nakai and Suzuki, 1996; Suzuki and Adachi, 1998) によって後期白亜紀 (約 100–90 Ma) であることが確定的となった。一方で、領家変成帯に点在する斑れい岩の形成年代 (マグマ固結年代もしくは変成年代) は、生駒山岩

体の Sm-Nd 全岩アイソクロン法による 192–169 Ma という年代が報告されており、ジュラ紀の活動が示唆されている (加々美ほか, 1995)。瀬戸内地域の斑れい岩や変輝緑岩についても、Sm-Nd 全岩アイソクロン法により 220–200 Ma といった年代が報告されている (Okano et al., 2000)。また、生駒山地に産する福貴畑石英閃緑岩類などの中間質の岩石についても白亜紀以前の年代を示し、花崗岩類の活動より古いとされている (Fujii et al., 2000)。一方、飯泉ほか (1993) や中島ほか (2002) は、近畿地方の苦鉄質岩に関して、95–70 Ma のジルコン SHRIMP 年代を報告し、領家花崗岩類の活動との間には時間的間隙はなかったとした。このように中間質～苦鉄質岩の形成年代に関しては、Sm-Nd 全岩アイソクロン法によるジュラ紀の年代と、主に SHRIMP による白亜紀の年代がある。Kagami et al. (1995) は花崗岩類の年代との類似性や、苦鉄質火成岩が捕獲岩の産状を示すことから、白亜紀の年代は白亜紀領家花崗岩の熱的影響を受けた若返り年代であ

Fig. 1. Illustration showing the distribution of the granitoids and mafic rocks of the Ryoke metamorphic belt in the central Kinki district, SW Japan. Inset indicates the location of the central Kinki district. MTL; Median Tectonic Line

り、形成年代を示していないとした。

一般に領家変成帯に分布する苦鉄質岩は、斑れい岩類と変輝緑岩類とに大きく分けられる (e.g. Kutsukake, 1978; 小木曾, 1984a, b; 田結庄ほか, 1989; 飯泉ほか, 1990, 1993; 加々美ほか, 1995)。これまで領家帯において変輝緑岩とされた細粒の中間質～苦鉄質岩類は、近畿地方 (特に南部地域) において、斑れい岩に比べ広く分布している。本調査地域である奈良県飛鳥地域においても、従来より変輝緑岩とされている苦鉄質岩が分布している (Fig. 1)。斑れい岩類は、角閃石斑れい岩・輝石・角閃石ガブロンノライト・かんらん石・輝石・角閃石ガブロンノライトなどであり、変輝緑岩は主に角閃石、斜長石と少量の黒雲母と石英により構成され、苦鉄質火山岩が角閃岩相の変成作用を被ったものであるとされている (e.g. 田結庄ほか, 1989; 飯泉ほか, 1990; Kagami et al., 2000)。変輝緑岩において、比較的規模の大きいものは東西にシート状に分布する (田結庄ほか, 1989; Okano et al., 2000)。小規模なものは、花崗岩中の捕獲岩としてレンズ状に産する (宮地ほか, 1998, 2001)。また、まれに変成岩中に変成岩の構造と調和的にシート状に産するものもある (田結庄ほか, 1989)。Fujii et al. (2000) は、野外において、これら変輝緑岩が、黒色緻密なものと斜長石斑晶が発達するものの二つの岩相に大きく分けられることを指摘した。また、彼らは変輝緑岩の粒度、鉱物の量比 (特に石英と黒雲母) が、捕獲している花崗岩類との反応の程度に支配されていることを指摘した。両者とも花崗岩類中に取り込まれたものでは、花崗岩との反応が進むにつれて、粗粒化し、石英と黒雲母含有量が多くなる傾向がある (石井・山田, 1962; Fujii et al., 2000)。

変輝緑岩の一部は花崗岩体や変成岩類を貫いているため、花崗岩類の活動時期である白亜紀以降にも苦鉄質岩の活動があったと考えられている (田結庄ほか, 1989; 飯泉ほか, 1990)。特に瀬戸内地域に分布する白亜紀花崗岩中には同時に苦鉄質岩脈が多数見出されており、花崗岩マグマと苦鉄質

マグマの同時共存と混合が指摘されている (e.g. 横山, 1984; 熱田・吉倉, 1997; 吉倉ほか, 1999)。また、西岡 (2002) は変輝緑岩とされてきた初瀬岩体や加太岩体などの中間質～苦鉄質岩体について、それらが変成岩ではなく細粒閃緑岩・斑れい岩を主体とする細粒塩基性岩体であると指摘し、これらの岩体と花崗岩類の関係を再検討した。その結果、これら細粒苦鉄質岩体は花崗岩類と同時期のものであり、近畿地方領家変成帯に分布するほとんどの苦鉄質深成岩類は白亜紀に形成されたものであると結論した。

このように、領家変成帯に分布する苦鉄質岩の形成年代や成因は様々であり、苦鉄質岩類の成因や産状を詳細に把握することは、領家変成帯の構造や形成過程などを考える上で非常に重要である。しかし、岩石学的研究は多数存在するが、構造地質学的研究はほとんど行われていない。その原因については、領家変成帯に分布する苦鉄質岩類の分布が限られていることや、風化作用の進行により露頭状況があまり良くないためであると考えられる。年代測定は、これら苦鉄質岩類の活動時期に関して重要な情報を提供するが、構造地質学的解析を伴うものでないと地質学的な意味を取り違える可能性がある。そこで、本研究は領家変成帯に産する苦鉄質岩の形成過程について、構造地質学的観点から制約条件を与えるため行われた。本調査地域である近畿地方中央部の飛鳥地域は、比較的多くの細粒苦鉄質岩類^{注1)}が露出しており、構造地質学的解析を行うには適した地域である。これまでこの地域においては、主に花崗岩類を対象とした記載岩石学的研究 (領家研究グループ, 1974; 政岡, 1987) がなされているが、細粒苦鉄質岩の詳細な岩石学的・構造地質学的解析は存在しない。本研究では、飛鳥地域における詳細な野外調査および構造地質学的解析、さらに鉱物化学組成および全岩化学組成等に基づき細粒苦鉄質岩類の形成について議論する。

地 質 概 説

飛鳥地域は領家変成帯南縁部に位置する (Fig. 1)。本調査地域には領家花崗岩類が広く分布しており、細粒苦鉄質岩類が層状もしくは塊状で小規模に産し、堆積岩起源変成岩は全く認められない。花崗岩類は、片麻状黒雲母角閃石トナール岩と片麻状黒雲母花崗閃緑岩に区分される (Fig. 2)。これら

注1) 本研究では、従来「変輝緑岩」とされたものを細粒苦鉄質岩類として記述する。輝緑岩は、新版地学事典 (地学団体研究会新版地学事典編集委員会, 1996) において「(前略) 米国では時代に関係なく玄武岩と同じ鉱物組成でオフィチック組織の発達する中～細粒の岩脈・岩床をなす岩石に用いる。これは英国のドレライトに相当。(中略) 英国では変質したドレライト (メタドレライト) に用いる。なお、変成作用を受けた輝緑岩に対して変輝緑岩 (metadiabase) という語が使用され、緑泥石や緑れん石、アクチノ閃石などの変成鉱物が生じている。日本では領家帯などで花崗岩化作用を受けた細粒の緑色岩に対して広く用いられている」と定義されている。変輝緑岩は領家帯の細粒苦鉄質岩に対して1960年代からその成因についての検討が十分にされないまま、今日まで使用されている。新版地学事典の定義では、変輝緑岩は低度の変成作用、および花崗岩化作用を受けた輝緑岩を指す。しかし、花崗岩化作用とは一般に花崗岩質メルトによる交代作用を指すため、変成作用の概念とは異なる。このように、変輝緑岩とはある特定の成因の岩石に対して用いられるものであり、その成因が明らかにされた後、使用されるべきと考える。

Fig. 2. Geological map of the Asuka area. Cross-sections along the lines A-A' and B-B' are also shown. Locations of samples of the Older Ryoke granitoids and of the mafic rocks studied here are also indicated.

は古期領家花崗岩類に分類されており（領家研究グループ, 1974; 政岡, 1987）, 野外で明瞭な面構造が認められる。この面構造は、構成鉱物の形態定向配列によって規定され、一様に WNW-ESE-EW 方向の走向をもち、全体として北傾斜の構造を示す。一部の地域で南傾斜の構造が確認される。

片麻状黒雲母角閃石トーナル岩は本調査地域北部に広く分布しており、古期花崗岩類に分類されている（竜門岳石英閃緑岩: 領家研究グループ, 1974; 片状トーナル岩類: 政岡, 1987）。また、本岩は中部地方に分布する領家変成帯の最古期花崗岩類とされている非持トーナル岩に対比されている（領家研究グループ, 1974）。一般に南東部で面構造の発達が高く、苦鉄質包有岩は少ない。片麻状黒雲母花崗閃緑岩は、直径 2 cm 程の桃色眼球状カリ長石を特徴的に含む。この岩相は、領家研究グループ（1974）の滝畑花崗閃緑岩および政岡（1987）の片状カリ長石斑状花崗岩類に対比される。この滝畑花崗閃緑岩は中部地方の天竜峡花崗閃緑岩に対比されている（領家研究グループ, 1974）。片麻状黒雲母花崗閃緑岩では、片麻状黒雲母角閃石トーナル岩に比べて面構造の発達が強い。北縁部の片麻状黒雲母花崗閃緑岩ではカリ長石の斑晶が少なくなり、片麻状黒雲母角閃石トーナル岩と岩相が類似

する。両花崗岩類の間には明瞭な境界面は確認できなかったため、両者の関係は不明である。岩相分布から推定される両岩相の境界面の方位は $N70^{\circ}W$ となり、面構造の方位と調和的である（Fig. 2）。後述するように、北西部を除いた地域で石英の細粒化と著しい伸張組織が認められ、マイロナイト化作用を被っていると考えられる。

細粒苦鉄質（～中間質）岩は極細粒～中粒の優黒質岩であり、領家研究グループ（1974）や政岡（1987）では変成苦鉄質岩と記載されている。粗粒苦鉄質岩（斑れい岩）は全く認められない。細粒苦鉄質岩の多くは、幅数 cm の脈状のものから 300 m くらいの層厚を持ち層状に分布しているものと、数 m から数 10 m ほどのブロック状小岩体をなすものがある。細粒苦鉄質岩の延長方向は花崗岩類の面構造に対して、調和的である場合もあるが、花崗岩類の面構造に対して斜交しているものも多く観察される（Fig. 3）。

岩石記載

本論は、主に細粒苦鉄質岩の岩石学的特徴を明らかにするのが目的であるので、花崗岩類については主に顕微鏡下での記載のみとし、細粒苦鉄質岩については鏡下での特徴および

Fig. 3. Field relationship between the Older Ryoke granitoids and the mafic rocks. (a) The trend of a foliation of the biotite-hornblende tonalite is oblique to that of the mafic rocks. The trend of the contact plane between the tonalite and the mafic rocks are not parallel to that of a foliation of the tonalite, but to that of the mafic rocks. (b) The trend of the contact plane between the biotite-hornblende tonalite and the mafic rocks is not parallel to that of the tonalite and mafic rocks either.

Fig. 4. Photomicrographs showing the microstructures of the granitoids (Crossed polarized light). (a) Microstructure in the hornblende-biotite tonalite (sample Ag-1), suggesting a magmatic-submagmatic deformation. The long axes of euhedral-subhedral plagioclase and amphibole grains are preferentially orientated parallel to a foliation. Quartz grains show no undulatory extinction. White line represents the trend of a foliation (Sg1). (b) Microstructure in the biotite granodiorite (sample Ag-5), indicating sub-solidus deformation. Quartz grains exhibit serrated grain boundaries and distinct undulatory extinction, which indicate a strongly sub-solidus deformation. In contrast, plagioclases show no internal plastic deformation structure, such as mechanical twin and undulatory extinction. White line represents the trend of a foliation (Sg2).

主要構成鉱物である斜長石と角閃石の化学組成、さらに全岩化学組成について記載する。

1. 花崗岩類

(1) 片麻状黒雲母角閃石トータル岩 本岩は中粒、片麻状で等粒状組織を示す。主要造岩鉱物は、斜長石 (40–45 vol%), 石英 (20–30 vol%), 角閃石 (3–12 vol%), 黒雲母 (< 10 vol%), カリ長石 (< 8 vol%), 緑泥石 (< 18 vol%) であり、副成分鉱物は、緑簾石、燐灰石、電気石である。モード組成を Fig. 5 に示す。多くの角閃石や黒雲母は緑泥石に交代されており、緑泥石が 15 vol% 程度含まれる場合もある。斜長石の斑晶 (長径 1–2 mm) は、自形～半自形で累帯構造が不明瞭である。石英は粗粒 (長径 1–2 mm 程度) であり、顕著な波動消光は示さない (Fig. 4.a)。本岩相の東南部では、石英の細粒・伸長化が確認される。カリ長石は一般に間隙を充填するように少量 (< 3 vol%) 認められる。しかし、試料に

よってはカリ長石の量が多く 8 vol% 程度含まれる場合もある (Fig. 5)。角閃石は自形～半自形を示し、多くの角閃石のリム部は緑泥石や黒雲母に交代されている。黒雲母も角閃石と同様に緑泥石に交代しているものが多い。

(2) 片麻状黒雲母花崗閃緑岩 本岩は中～粗粒、片麻状で等粒状組織を示す。主要造岩鉱物は、斜長石 (35–50 vol%), 石英 (20–35 vol%), 黒雲母 (< 10 vol%), 角閃石 (< 8 vol%), カリ長石 (10–20 vol%), 緑泥石 (< 15 vol%) である。副成分鉱物は緑簾石、燐灰石である。片麻状黒雲母角閃石トータル岩と同様に、モード組成を Fig. 5 に示す。有色鉱物の含有量はトータル岩より少し少ない。また、トータル岩と同様に、角閃石や黒雲母の多くは緑泥石化している。斜長石は自形～半自形で累帯構造を明瞭には示さない。また、斜長石のモード組成は試料により著しく変化する (Fig. 5)。石英は粗粒 (長径 1–2 mm 程度) であるが、南東部では石英

Fig. 5. Modal Q (quartz)–Pl (plagioclase)–K (potassium feldspar) diagram for gneissose Bt-Hbl tonalite and gneissose Bt granodiorite.

の細粒化が著しく、波動消光も発達する (Fig. 4.b). カリ長石は桃色で眼球斑晶状 (長径 1–2 cm 程度) のものと、基質として他の鉱物と同程度の粒径 (長径 0.5 mm) のものの 2 種類に分けられる。斑晶のカリ長石にはパーサイト構造が見られるが、基質のカリ長石は微斜長石構造を示すものが多い。角閃石は自形～半自形を示すが、縁辺部が緑泥石に交代されているものが多い。黒雲母は自形～半自形を示し、角閃石と同様に、緑泥石によって交代されているものが多く認められる。

2. 細粒苦鉄質岩

本調査地域の細粒苦鉄質岩は主に細粒の斜長石 (35–50 vol%) と角閃石 (20–40 vol%) からなり、石英、黒雲母、緑泥石を含む。副成分として緑簾石、燐灰石やイルメナイトを含み、輝石やかんらん石は全く含まれない。花崗岩類と同様に一部の角閃石や黒雲母は、緑泥石によって交代されてい

る。細粒苦鉄質岩は、斜長石と角閃石などの長軸方向の定向配列による面構造が認められる (Fig. 6). しかし、面構造の発達程度は様ではなく、顕著なものから弱いものである (Fig. 6). 斜長石は細粒 (長径 0.2 mm 程度) で、半自形～他形を示し、累帯構造や双晶が認められないものが多い。また、面構造の弱い細粒苦鉄質岩中の斜長石には、グラノブラステイック組織が認められる。角閃石は細粒 (長径 0.2 mm 程度) で、半自形～他形のものも多く、Z 軸色は青緑色である。石英は細粒で、顕著な波動消光を示すものは少ない。また石英は試料によって含有量が大きく変化し、多いものでは 20 vol% 程度含まれる。黒雲母は自形性の良いものがほとんどである。試料によって黒雲母の含有量は大きく変化し、全く含まれないものから角閃石より多く含まれるものまでである。

3. 鉱物化学組成

斜長石のソーシャイト化があまり認められず、緑泥石の含有量が少なく、変質の影響が少ないと考えられる 10 個所の細粒苦鉄質岩について、主要構成鉱物である斜長石と角閃石の鉱物化学組成を大阪市立大学理学部地球科学教室の EPMA8705 (島津製作所製) により測定した。測定条件は電圧 15 kV、試料電流 6 nA である。サンプル毎に 5–6 粒の斜長石と角閃石を測定した。試料採集地点は Fig. 2 に示してある。また、代表的な分析値を Table. 1 と 2 に示す。

測定した斜長石の An 成分は 35–55 % の範囲内で特に 40–45 % に集中し、全体として正規分布を示す (Fig. 7). 一部の試料 (Am-2, Am-7) の斜長石 (特にコア) は 35–55 % の範囲内を外れた An 成分を示すが、試料による組成の違いはほとんど確認されなかった。また、コアとリムでの組成差はほとんど認められない。

測定したすべての試料において、角閃石は Leake et al. (1997) の分類ではマグネシオホルンブレンドおよびフェロチエルマーク閃石となる (Fig. 8). またリムの値に少しばらつきがあるものの、コアとリムとの間に大きな組成変化は確認されなかった。

Fig. 6. Photomicrographs showing the microstructures of the mafic rocks (Crossed polarized light). (a) Strongly foliated mafic rock (sample As-1). Long axes of hypidiomorphic plagioclase and amphibole grains are parallel to a foliation. White line represents the trend of a foliation (Sb1). (b) Weakly foliated mafic rocks (sample As-5). Plagioclases and amphiboles exhibit hypidiomorphic to xenomorphic shapes. There are no internal plastic deformation structures in them. White line represents the trend of a foliation (Sb1).

Table 1. Representative chemical analyses of plagioclase.

Sample no.	Am-1		Am-2		Am-5		Am-7		Am-9	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂ (wt%)	54.21	56.34	54.44	54.76	56.34	56.25	57.16	56.80	55.70	55.90
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	29.32	28.09	29.75	29.21	28.46	28.46	27.24	27.24	28.39	28.07
FeO	0.07	0.14	0.08	0.20	0.00	0.08	0.21	0.24	0.14	0.19
MnO	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.10	0.10	0.05	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	11.31	9.36	10.06	9.78	8.86	9.06	8.85	8.89	9.55	9.66
Na ₂ O	5.19	6.21	5.84	6.03	6.26	6.52	6.66	6.81	6.35	6.47
K ₂ O	0.12	0.16	0.08	0.08	0.19	0.22	0.22	0.19	0.18	0.12
Total	100.28	100.30	100.34	100.10	100.11	100.68	100.43	100.29	100.39	100.44
(O=8)										
Si	2.442	2.524	2.445	2.464	2.523	2.512	2.557	2.548	2.499	2.508
Ti	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.557	1.483	1.574	1.549	1.502	1.498	1.436	1.440	1.501	1.484
Fe	0.002	0.005	0.003	0.007	0.000	0.003	0.008	0.009	0.005	0.007
Mn	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.004	0.004	0.002	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.546	0.449	0.484	0.471	0.425	0.433	0.424	0.427	0.459	0.465
Na	0.453	0.539	0.508	0.526	0.543	0.564	0.577	0.592	0.553	0.563
K	0.007	0.009	0.005	0.005	0.011	0.012	0.013	0.011	0.010	0.007
Sum	5.009	5.009	5.023	5.025	5.003	5.026	5.019	5.032	5.031	5.035
An(mol%)	54.26	45.03	48.55	47.03	43.40	42.92	41.83	41.47	44.93	44.91

Table 2. Representative chemical analyses of amphibole.

Sample no.	Am-1		Am-2		Am-5		Am-7		Am-9	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂ (wt%)	44.88	43.97	44.13	45.92	47.64	48.65	47.55	48.28	43.34	41.93
TiO ₂	1.11	1.05	1.03	0.67	0.90	0.46	1.03	0.65	1.17	1.03
Al ₂ O ₃	10.41	10.07	11.89	10.24	6.84	7.10	7.59	7.49	10.60	11.37
FeO*	16.50	16.96	16.72	15.76	15.57	15.43	15.94	15.45	19.01	19.68
MnO	0.34	0.40	0.27	0.29	0.48	0.51	0.50	0.44	0.44	0.43
MgO	10.45	10.85	10.20	11.06	11.76	11.64	11.21	10.53	8.20	7.87
CaO	12.13	11.36	11.07	11.32	12.02	12.36	11.55	12.04	11.91	11.70
Na ₂ O	1.11	1.11	1.26	1.16	0.83	0.60	1.04	0.81	1.02	1.24
K ₂ O	0.67	0.56	0.48	0.30	0.66	0.64	0.72	0.69	1.03	1.07
Total	97.61	96.33	97.04	96.71	96.70	97.38	97.13	96.36	96.70	96.31
(O=23)										
Si	6.672	6.587	6.581	6.803	7.111	7.195	7.086	7.266	6.626	6.456
Ti	0.124	0.118	0.114	0.074	0.101	0.051	0.115	0.073	0.134	0.119
Al	1.824	1.779	2.071	1.787	1.204	1.237	1.333	1.328	1.909	2.062
Fe ²⁺	1.844	1.556	1.718	1.668	1.856	1.885	1.986	1.944	2.308	2.252
Fe ³⁺	0.207	0.569	0.350	0.284	0.088	0.023	0.000	0.000	0.121	0.282
Mn	0.043	0.051	0.034	0.036	0.061	0.063	0.063	0.056	0.057	0.056
Mg	2.316	2.423	2.247	2.442	2.616	2.566	2.490	2.361	1.867	1.805
Ca	1.933	1.823	1.754	1.797	1.922	1.958	1.844	1.941	1.950	1.930
Na	0.320	0.322	0.361	0.332	0.241	0.173	0.301	0.235	0.302	0.370
K	0.127	0.108	0.090	0.057	0.126	0.120	0.137	0.133	0.200	0.211
Sum	15.411	15.336	15.320	15.281	15.325	15.271	15.356	15.336	15.475	15.543

Note: Cation contents are assigned using 15eNK after Leake et al(1997)

* Total Fe as FeO

Fig. 7. Results of plagioclase analyses on 56 grains in ten mafic rocks samples.

Fig. 8. Compositional variation of amphiboles in the mafic rocks. Amphibole classification is after that of Leake et al. (1997).

斜長石および角閃石のコアとリムの組成から、Spear (1980) の温度計を用いて平衡温度を見積もった。計算に際しては斜長石と角閃石のコア同士、もしくはリム同士がそれぞれ平衡共存していたと仮定した。試料 As-2 のコアを除き、すべての斜長石-角閃石対のコアとリムの温度とも、500–600 °C の範囲内で一致した (Table 3)。

4. 全岩化学組成

Fig. 2 に示した変質の影響の少ない試料において、細粒苦鉄質岩の全岩化学組成を測定した。試料は試料核部の新鮮な部分をハンマーで 1 cm 未満のチップにし、脈などを含んでいないものを選んで超音波洗浄機で洗浄後、超硬合金鉢とメノウ乳鉢で粉末にした。岩石試料粉末 1.800 g と融剤 3.600 g を混合してガラスビードを作製して分析試料とした。分析は、大阪市立大学理学部所有の蛍光 X 線分析装置 RIX-2000 (理学電機工業株式会社製) を用い、永尾ほか (1998) の方法に従い分析した。分析結果を Table. 4 に示す。

本調査地域の細粒苦鉄質岩の SiO₂ 含有量は、48–58 wt% の範囲内に入り、塩基性–中性を示す。また、すべての試料に含まれる MgO や CaO は 10 wt% 以下の値を示す。微量元素は、どの試料も類似した化学組成を示し、Rb, Ba, Sr の含

Table 3. Results of temperature estimation of the mafic rocks in the Asuka district. As-2, As-7 and As-8 are strongly foliated samples. Based on plagioclase-amphibole exchange thermometer of Spear (1980).

Sample no.	Am-1	Am-2	Am-5	Am-7	Am-8	Am-9
Temperature (°C)						
core	568	628	528	542	509	543
rim	551	593	517	511	507	566

有量は多いが、Nb, Ni, Pb はほとんど含まない。これらの特徴は、Kagami et al. (2000) や加々美ほか (1997) によって報告された変輝緑岩のものと類似する。なお、Kagami et al. (2000) は、N-MORB 値 (Sun and McDonough, 1989) で規格化した変輝緑岩の組成パターンから、苦鉄質岩は海洋島あるいは大陸性洪水玄武岩の特徴を示し、西南日本の第三紀火山岩中に捕獲された下部地殻由来の苦鉄質グラニュライトと似た組成を有することを指摘している。

変形構造

1. 花崗岩類

先述したが、花崗岩類には構成鉱物の形態定向配列による面構造が認められる。本調査地域において、花崗岩類に発達する面構造には、マグマ流動による片麻状構造 (Sg1) と、マイロナイト面構造 (Sg2) の 2 種類の面構造が識別される。特に Sg1 面は、領家変成帯の古期花崗岩中に一般的に認められるものである (政岡, 1987; 島田ほか, 1998)。本調査地域では岩相 (片麻状黒雲母角閃石トーナル岩と片麻状黒雲母花崗閃緑岩) に関わらず、北部ではマグマ流動による片麻状構造、南部においてはマイロナイト面構造が発達している (Fig. 2)。

Sg1 面は野外において、自形の角閃石および黒雲母の形態定向配列により規定される (Fig. 4.a)。また、暗色の苦鉄質包有物は面構造方向に延びるように配置している。斜長石は自形～半自形であり、まれに破断している。その破断面は斜長石の周囲の鉱物へは連続せず、双晶面に直交し斜長石結晶だけを貫通している。また、アスペクト比の高い結晶の長軸は、片麻状構造と平行に配置する傾向にある (Fig. 9)。これら斜長石結晶は、直線的な結晶境界を持ち顕著な波動消光を示さないため、結晶内塑性変形を伴うものでないことは明らかである。石英も亜結晶粒化や波動消光の発達などの変形組織は全く確認されず、単結晶で粗粒のものがほとんどである。石英の c 軸ファブリックは、転位クリープで期待されるようなパターンを示すことはない (Fig. 10)。黒雲母についても、細粒化など変形組織は認められない。以上のことより、花崗岩の片麻状構造は、予め晶出していた斜長石・黒雲母・角閃石結晶の受動的な回転によりその長軸が揃うことによって面構造が形成されたと考えられる。このような特徴から、北部で見られる Sg1 面は、Bouchez et al. (1992) や Paterson et al. (1989) などの分類によるマグマ流から亜マグマ流 (magmatic-submagmatic flow) 変形による面構造に対応すると考えられる。マグマ流および亜マグマ流による変形は、メルトを含

Table 4. Whole rock chemical compositions of the Asuka mafic rocks

Sample no.	Am-1	Am-2	Am-3	Am-5	Am-6	Am-9	Am-10	Am-11	Am-12
SiO ₂ (wt%)	49.09	48.69	48.43	53.80	51.53	55.60	57.61	51.96	51.90
TiO ₂	1.23	1.44	1.78	1.08	1.15	1.25	1.15	1.21	1.06
Al ₂ O ₃	17.40	17.54	18.36	16.41	17.30	16.64	16.26	17.03	17.12
Fe ₂ O ₃ *	10.64	11.37	12.07	9.41	9.70	9.18	8.43	9.47	9.48
MnO	0.18	0.20	0.21	0.18	0.18	0.16	0.15	0.17	0.17
MgO	5.48	5.23	4.49	4.70	4.96	3.17	2.84	4.76	4.99
CaO	8.26	9.44	9.10	7.58	7.41	6.81	6.19	8.05	8.33
Na ₂ O	2.26	2.89	2.57	3.01	3.13	2.84	3.06	3.03	3.38
K ₂ O	1.88	0.78	0.67	1.75	1.13	1.59	1.68	1.39	1.33
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.31	0.19	0.17	0.26	0.24	0.21	0.16
Total	96.58	97.83	97.99	98.09	96.67	97.50	97.60	97.27	97.92
Ba (ppm)	332	193	206	355	265	338	391	256	328
Cr	78	47	12	62	53	14	10	30	72
Cu	28	20	18	5	11	16	10	21	8
Nb	5	9	12	10	8	9	9	8	6
Ni	14	8	5	14	7	5	6	13	10
Pb	5	4	3	7	6	7	11	5	6
Rb	73	21	20	65	37	50	52	40	44
Sr	372	482	483	367	413	444	391	453	425
V	259	194	162	145	172	135	130	193	197
Y	23	28	31	25	22	22	26	22	15
Zn	88	120	128	115	105	112	101	101	107
Zr	87	132	155	159	108	142	161	132	95

* Total Fe as Fe₂O₃**Sg1** **Sg2** **Fig. 9.** Shape-preferred orientation of plagioclase grains in the Older Ryoke granitoids. (a) Aspect ratio (R) vs. orientation of long axis (θ) in sections cut normal to the foliation and parallel to the lineation. Orientation of long axis is measured anticlockwise positive from the foliation trace.

む岩石中の変形である (Bouchez et al., 1992; Paterson et al., 1989, 1998). マグマ流による変形は結晶内破壊を伴うものではないが、垂マグマ流ではメルト分率の減少により結晶内破壊が認められる場合があることから、斜長石に見られる破断は垂マグマ流による変形であると考えられる。

一方、Sg2 面は、石英の細粒・伸長化と波動消光の発達が目立っており、これらは縫合状組織を呈している (Fig. 4.b). この伸長石英の形態定向配列の方向と平行に、角閃石や黒雲母の長軸方向が定向配列しており、これらが面構造を形成している。このような構造は、マイロナイト化作用の結果と考

Fig. 10. Quartz c-axis fabrics of the Older Ryoke granitoids (lower-hemisphere, equal-area projections). Contour interval is of 1 %. The c-axis fabrics were measured in sections normal to the foliation and parallel to the lineation. Sg: Foliation Lg: Lineation

Fig. 11. Lower-hemisphere, equal-angle projections of the foliations of the Older Ryoke granitoids. (a) Gneissose Bt-Hbl tonalite. (b) Gneissose Bt granodiorite. Solid circles and open squares represent pole to magmatic-submagmatic foliation (Sg1) and to mylonitic foliation (Sg2), respectively. Dashed lines are interpreted great circle fitted to the distribution of the foliations. Stars denote pole to the great circle, that is β maximum.

えられる (e.g. Passchier and Trouw, 1996; 高木, 1988). 石英 c 軸ファブリックは、試料 Ag-4 や Ag-5, Ag-6 ではタイプ I クロスガードルから Y 集中のパターンが顕著に認められる (Fig. 10). これは領家南縁剪断帯に発達する花崗岩マイロナイトに、一般的に認められるものである (e.g. Sakakibara, 1995; 島田ほか, 1998). しかし、黒雲母には細粒化や雲母フィッシュなどの組織はあまり確認されない。本調査地域でマイロナイト化作用を受けた花崗岩類は、伸長石英の粒径から高木・小林 (1995) のプロトマイロナイトに分類される。

片麻状黒雲母角閃石トナール岩では、南東部を除く広い範囲において、Sg1 のトレンドは $N45^{\circ}W$ から E-W の範囲内に入り、特に $N65^{\circ}W$ に集中している (Fig. 11.a). 傾斜については、南および北傾斜が認められるものの全体として北傾斜が多い傾向にある (Fig. 11.a). 南東部で発達する Sg2 面も $N65^{\circ}W$ 走向で中角度に北傾斜している。片麻状黒雲母花崗閃緑岩では北西部で Sg1 面が発達し、 $N70^{\circ}W$ 走向で北および南傾斜となる (Fig. 11.b). Sg2 面は北西部を除く広い地域

で確認され、南に向かうに従い細粒化した石英 (長径 0.1–0.5 mm 程度) が多く見られる。走向は $N80^{\circ}W$ に集中し、南に向かうに従い東西方向を示すものが増える (Fig. 11.b). 傾斜についてはほとんどが南傾斜を示す。このように Sg1 面と Sg2 面の走向は、岩相に関係なく共に $N45^{\circ}W$ から E-W の範囲内に入る。傾斜についても、南および北傾斜が認められるものの全体として北傾斜が多い傾向にある (Fig. 11). 花崗岩類の面構造は、岩相や面構造の種類に依存せず、ほとんどの極座標が $N25^{\circ}E$ でほぼ垂直の大円に乗る (Fig. 11). このことは、本調査地域のすべての花崗岩類は、 $N65^{\circ}W$ でほぼ水平の褶曲軸を持つ褶曲作用を被っていることを示唆する。その褶曲軸の方位は、 $N65^{\circ}W$ (8) か、 $S68^{\circ}E$ (5) であると考えられ、マグマ流–垂マグマ流変形およびマイロナイト化作用は、褶曲作用の前であったと判断される。

2. 細粒苦鉄質岩

先述したが、細粒苦鉄質岩には斜長石と角閃石の長軸の定向配列による面構造 (Sb1) が認められる (Fig. 6). 細粒苦鉄質岩に含まれる斜長石や角閃石は、花崗岩類とは異なり自

Fig. 12. Shape- and lattice-preferred orientation of plagioclase grains in sections cut normal to the foliation and parallel to the lineation. (a) Aspect ratio (R) vs. orientation of long axis (θ). Orientation of long axis is measured anticlockwise positive from the foliation trace in the sections cut normal to the foliation and parallel to the lineation. (b) Lower-hemisphere, equal-area projections of b [010] axis of plagioclases. Orientations of crystallographic axes (a [100], b [010], c [001]) are transferred from those of optical refractive axes ($n\alpha$, $n\beta$, $n\gamma$), on the basis of each orientations varying systematically with chemical composition (Burri et al., 1967). Orientations of optical refractive axes are measured by using U-stage equipped with an optical microscope. Strongly foliated mafic rocks are represented the upper section (Am-2, Am-6 and Am-7). Weakly foliated mafic rocks are represented the bottom section (Am-5, Am-9 and Am-11).

形性に乏しく、半自形～他形を示すものが多い。また、角閃石や斜長石には内部破断は発達せず、変形双晶や変形ラメラなど結晶内塑性を示す組織はあまり観察されない。斜長石の格子定向配列 (LPO) を調べるために、ユニバーサルステージを用いて光学的弾性軸 ($n\alpha$, $n\beta$, $n\gamma$) を測定した。斜長石の結晶軸 (a [100], b [010], c [001]) と光学的弾性軸とは一定の方位関係で示されるが、この方位関係は組成依存であり、斜長石の化学組成によって変化する (Burri et al., 1967; 黒田・諏訪, 1983)。本調査地域の細粒苦鉄質岩中の斜長石組成は An 成分が 40–45 % に集中するため、Burri et al. (1967) の斜長石の結晶軸の組成変化図 (黒田・諏訪, 1983; p. 89) に基づき光学的弾性軸を結晶軸へ変換した。しかし、いくつかの斜長石はこの組成範囲から大きく外れる。Burri et al. (1967) によれば、An40 と An60 では $n\gamma$ と b [010] のなす角は約 12° であり、この角度はユニバーサルステージでの測定においては誤差範囲である。その結果を Fig. 12.b に示した。この図では b [010] 軸のみを示してあるが、 b 軸は (010) 面に対して垂直に配置するため、(010) 面の極を投影

していることにもなる。

面構造 (Sb1) の明瞭な細粒苦鉄質岩 (Am-2, Am-6, Am-7) では、アスペクト比の高い斜長石の長軸が定向配向しており、細粒苦鉄質岩の面構造が斜長石の定向配向により形成されていることが明らかとなった (Fig. 12.a)。また、ほぼすべての斜長石結晶の b 軸は低角度の傾斜を示し、南北の極から $10\text{--}30^\circ$ 程度斜交して強い集中を示している (Fig. 12.b)。つまり斜長石の (010) 面は、面構造方向とほぼ平行に配置していると考えられる。

面構造の弱い細粒苦鉄質岩 (Am-5, Am-9, Am-11) は、面構造の明瞭な細粒苦鉄質岩に比べて、アスペクト比の高い斜長石結晶の定向配向は弱い (Fig. 12.a)。 b 軸の配置についても、面構造を明瞭に有する細粒苦鉄質岩と比較して、弱い集中を示す (Fig. 12.b)。

花崗岩と細粒苦鉄質岩の岩相境界面の走向は $N60^\circ W$ から $N60^\circ E$ の範囲で、E-W 方向に集中する (Fig. 13)。傾斜は、ほとんどが南傾斜でありその角度は 20° から 80° までと幅広い。細粒苦鉄質岩は層状に E-W 方向にレンズ状に分布し

Fig. 13. Lower-hemisphere, equal-angle projections of the contact planes between the Older Ryoike granitoids and the mafic rocks.

ているが、花崗岩類は $N65^{\circ}W$ 位の走向方向を示すものが多い (Fig. 11). このことは、細粒苦鉄質岩の多くは花崗岩類の面構造に斜交して分布していることを示している。

細粒苦鉄質岩の面構造 (Sb1) と花崗岩中のマグマ流動による面構造 (Sg1) には非調和な関係が認められる。Fig. 3 の露頭写真は、明日香村の畑付近で観察される細粒苦鉄質岩と片麻状黒雲母角閃石トーン岩との接触関係である。ここでは、Sg1 面が、境界面と細粒苦鉄質岩の Sb1 面に対して斜交しているのが明らかである。また、花崗岩の Sg1 面と細粒苦鉄質岩の Sb1 面は、境界面に対して共に斜交している (Fig. 3). これらの境界面では、境界部において細粒苦鉄質岩の Sb1 が境界に対してより平行に近づくといった”引きずり”の組織は認められず、花崗岩類と細粒苦鉄質岩の面構造はそれぞれシャープな切断関係となっている。また、境界面付近において、周縁急冷相のような構成鉱物の細粒化は観察されない。

細粒苦鉄質岩の成因

細粒苦鉄質岩中の斜長石および角閃石は、同一試料において一定の化学組成を示すが、試料間においては若干異なる (Figs. 7, 8). しかし同一試料において、一部の斜長石には、コアとリムとで An 成分が大きく異なる場合がある。試料 As-2 に含まれる斜長石は、コアは高い An 成分 (65–70 %) を示す一方、リムは 40–50 % と低く組成変化が大きい。Fig. 14 は試料 As-2 における細粒苦鉄質岩中の斜長石の後方散乱電子像 (BSE) と、その An 成分を示している。BSE 像では、コア (測定点 1–6) は An 成分が高いために明るく、リム (測定点 9–21) は相対的に暗くなっている。測定点 6 から 9 にかけて An 成分が急激に減少し、リムでは 40 % 程度の値を示すため、明瞭な組成累帯構造を持つ。一般に集積岩においては、早期晶出結晶の粒間を埋めるようにして、より後期 (一般には低温条件) 晶出結晶が成長する。Fig. 14 のような組成累帯構造を持つ斜長石が卓越するのであれば、細粒苦鉄質岩を集積岩として捉えてもよい。田結庄 (1982) は、角閃石斑れい岩体に含まれる斜長石が自形性がよく集積構造を示

Fig. 14. (a) Back-scattered electron (BSE) image of the mafic rocks (sample Am-2). Bright gray and dark gray regions represent amphiboles and plagioclases, respectively. (b) Close-up view of the rectangle area in (a). Difference in color of plagioclase caused by difference in its chemical composition. Numerics denote EPMA analysis points. (c) Compositional (An%) profile along the line shown in (b).

し、明瞭な組成累帯構造を持つことから、リム部は岩体の貫入後にマグマの残液から晶出したとした (いわゆるオルソキユームレート)。本調査地域の細粒苦鉄質岩においては、Fig. 14 のような組成累帯構造を持つ斜長石は殆ど存在しない。これは、早期晶出結晶とそれを取り囲むようにして結晶化したより後期の斜長石において、結晶時期 (温度圧力条件) の違いにより形成された組成累帯構造が、高温状態における結晶内元素拡散の促進により消されてしまった可能性を想像させる。しかし、組成累帯構造が認められる斜長石は、化学組成が大きく異なる場所を境にしてコア内 (65–70 %) およびリム内 (45–50 %) はほぼ一定の An 値を示し、両者の境

界は明瞭である。この組成累帯構造は拡散プロファイルと異なるため、斜長石結晶内の元素拡散が顕著でなかったことを示している。斜長石内の元素交換は、 $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ のいわゆる charge-coupled two-site-exchange であるため、 $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg}$ 元素交換に比べて非常に遅い (e.g. Anovitz, 1991; Spear, 1993)。拡散は熱活性化過程であり、温度条件により拡散の程度は大きく異なる。細粒苦鉄質岩において、斜長石リム-角閃石リムの平衡温度は約 500–600 °C と見積もられる (Table. 3)。約 500–600 °C のような比較的低温条件では地質学的時間スケールにおいて元素拡散の影響は殆どない (e.g. Anovitz, 1991; Spear, 1993)。以上より、細粒苦鉄質岩における斜長石 (および角閃石) の均質な化学組成は、約 500–600 °C の温度条件における変成作用の結果であると考えられる。

グラニュライト相および上部角閃岩相の温度圧力条件においては、斜長石の主要な優勢すべり系は (010) [001] とされている (e.g. Ji and Mainprice, 1988, 1990; Shigematsu and Tanaka, 2000)。細粒苦鉄質岩中の斜長石の (010) 面は、斜長石と角閃石の SPO で規定される面構造方向に対してある程度の角度 (10–30°) を持ちつつも、集中する (Fig. 12b)。このような配置は、(010) [001] すべり系による転位クリープが斜長石 LPO 形成の主要な機構であることを示唆するが、斜長石には結晶内塑性を示すような微細組織 (波動消光や変形双晶等) は全く認められない (Fig. 6)。また、斜長石-角閃石の平衡温度は 500–600 °C であり、歪み速度に大きく依存するものの、このような下部角閃岩相の温度圧力条件では結晶内拡散速度が非常に遅いため転位の上昇が抑制され、転位クリープによる変形は斜長石と角閃石において卓越しないとされている (e.g. Mainprice and Nicola, 1986; Shigematsu and Tanaka, 2000)。したがって、細粒苦鉄質岩中の斜長石の LPO パターンは、転位クリープではなく、次のような機構によって形成されたと考えられる。斜長石の長軸方向も Sb1 面の方向に配列する傾向があるため、花崗岩類と同様により斜長石の剛体回転により、LPO および SPO パターンが形成されたとも考えることも出来るが、上述したように細粒苦鉄質岩は変成岩であり、また、斜長石の体積率も高いため斜長石自身の剛体回転によるとは考えにくい。一般に、広域変成岩には片理や片麻状構造のような面構造が発達する。このような面構造は、差応力下における変成作用による鉱物の定向成長の結果であるとされている (e.g. Passchier and Trouw, 1996; Imon et al., 2002, 2004)。このような変成鉱物は、その形態のみではなく結晶軸方向も応力場に対して一定方位を持つようにして定向成長する。この場合、結晶内塑性を示すような変形組織は期待されない。このように細粒苦鉄質岩の LPO および SPO パターンは、差応力下における変成作用の結果である可能性が高い。しかし、斜長石の SPO と (010) 面の配置は、10–30° 斜交している。その原因は現在のところ不明であるが、面構造の明瞭な細粒苦鉄質岩にも面構造方向 (Sb1) と大きく斜交した斜長石も多く含んでいることや、SPO と斜長石の (010) 面の配置が大きく斜交している Am-2 と Am-7 の試料には、An が 40–45 % の範囲を外れる斜長石が認められることなどが、その原因の一つと考えられる。

細粒苦鉄質岩の形成過程

細粒苦鉄質岩のほとんどは、花崗岩中に層状もしくはレンズ状に分布しており、花崗岩との境界部では構成鉱物の細粒化や脆性的な変形などは認められない。また、細粒苦鉄質岩と花崗岩類の内部構造 (面構造) の非調和性が観察される。このような捕獲岩状の産状を示す細粒苦鉄質岩の成因としては、(1) 母岩である花崗岩類の変形に伴う同時性岩脈の破断、(2) 花崗岩質マグマの上昇・貫入に伴う壁岩の取り込み、の二つが考えられる。この二つの成因は、細粒苦鉄質岩の内部構造、花崗岩の内部構造そして両者の接触面との関係を解析することにより識別可能である。細粒苦鉄質岩の面構造 (Sb1) は角閃石および斜長石の長軸の定向配列によって規定され、角閃石および斜長石には、結晶内塑性を示す変形構造は認められない。また、この細粒苦鉄質岩は角閃岩相の変成作用を被った変成岩である。一方、花崗岩類の面構造 (Sg1) は、角閃石、黒雲母そして斜長石の長軸の定向配列によるものであり、角閃石、黒雲母そして斜長石には結晶内塑性を示す変形構造は認められない。さらに、石英の格子定向配列パターンも結晶内塑性 (転位クリープ) の寄与は小さいため、マグマ流-垂マグマ流による変形構造である。これらのことより、細粒苦鉄質岩の Sb1 面を構成している角閃石および斜長石の形態定向配列は、マグマ期ではなく変成作用期に形成されたものである。垂マグマ期の変形構造を示す花崗岩類の Sg1 面と細粒苦鉄質岩の Sb1 面が斜交関係にあるということは、両者が同じ変形作用の結果であることを否定するものである。さらに、細粒苦鉄質岩と花崗岩類の接触面とが斜交する場合が認められる (Fig. 3.b)。このことは、少なくとも細粒苦鉄質岩の内部構造である Sb1 の形成は、花崗岩類との接触以前であることを強く示唆するものである。よって、細粒苦鉄質岩の成因 (1) は成立せず、成因 (2) の「花崗岩質マグマの上昇・貫入に伴う壁岩の取り込み」によると結論される。この場合、Sb1 を形成する変成作用は花崗岩に取り込まれる前のものとなる。

一方、花崗岩類の面構造 (Sg1) は、角閃石、黒雲母そして斜長石の長軸の定向配列によるものであり、角閃石、黒雲母そして斜長石には結晶内塑性を示す変形構造は認められない。さらに、石英の格子定向配列パターンも結晶内塑性 (転位クリープ) の寄与は小さいため、マグマ流-垂マグマ流による変形構造であるとみなすことができる。

領家変成帯に分布する苦鉄質岩は、西南日本の第三紀火山岩に捕獲された下部地殻由来の苦鉄質グラニュライトと似た化学的特徴を有しており (Kutsukake, 2002)、同位体組成からも領家花崗岩の起源物質として苦鉄質岩が推定されている (Kagami et al., 1992, 2000)。領家帯の苦鉄質岩は、花崗岩マグマが上昇する過程において捕獲された可能性が高い。Kagami et al. (2000) や Okano et al. (2000) などが主張するように、斑れい岩や変輝緑岩が後期白亜紀において花崗岩類の接触変成作用による年代の若返りを経験しているとする、本調査地域で明らかにした Sb1 面を形成する変成作用は後期白亜紀に起きた可能性がある。しかし、上述したように

細粒苦鉄質岩の変成・変形構造は花崗岩類と接触する以前に形成されたと考えられる。若返りの証拠とされる Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代は、黒雲母-全岩-フェルシックフラクションの組み合わせであるため、閉鎖温度は黒雲母の Rb-Sr 系の閉鎖温度である約 330 °C (Dodson et al., 1973; Wagner et al., 1977) と考えられる。このような低い閉鎖温度から、領家花崗岩類における Rb-Sr 鉱物アイソクロンは花崗岩体の上昇年代を示すと考えられているので、細粒苦鉄質岩においても Rb-Sr 鉱物年代は、変成作用期ではなく上昇過程において、地殻における 330 °C の等温線を通じた年代と捉えるべきものであると考えられる。現時点では変成作用の年代は不明であるが、花崗岩質マグマに捕獲される以前であることは確実である。領家変成帯中には横山 (1984) や吉倉ほか (1999) などが指摘するような同時性苦鉄質岩脈も存在する。このことから、領家変成帯には少なくとも本調査地域で見られるような花崗岩質マグマ上昇前に変成した苦鉄質岩と、白亜紀領家花崗岩類と同時期に貫入した苦鉄質岩の 2 種類が存在すると考えられる。西岡 (2002) は、近畿地方領家変成帯に分布する細粒苦鉄質深成岩類の多くは白亜紀に形成されたものであると結論しているが、構造地質学的に 2 種類の細粒苦鉄質岩が識別できることが重要である。

ま と め

構造地質学的解析および鉱物化学組成や全岩化学組成等に基づき、飛鳥地域に分布する細粒苦鉄質岩類の形成機構について以下のように結論付けられた。

近畿中央部飛鳥地域に露出する領家苦鉄質岩体の多くは、母岩である領家古期花崗岩類の構造と非調和で層状に分布している。細粒苦鉄質岩のほとんどは半自形～他形の斜長石および角閃石からなり、500–600 °C の角閃岩相変成作用によって形成された (苦鉄質の) 変成岩である。一部の細粒苦鉄質岩には構成鉱物の形態定向配列による面構造が発達しており、これらの面構造は、差応力場における選択的定向成長によるものであると推測される。飛鳥地域の細粒苦鉄質岩は、下部地殻で変成した苦鉄質岩が、花崗岩質マグマの上昇・貫入により取り込まれた捕獲岩であると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、大阪市立大学の古山勝彦助教授には全岩化学分析の指導をしていただいた。査読者として神戸大学の田結庄良昭氏と新潟大学の豊島剛志氏からは、本論を改訂するにあたり、重要な指摘をして頂いた。また、前川寛和氏 (大阪府立大学) には、本論の編集担当をして頂いた。大阪府立大学の石井和彦氏、大阪市立大学大学院の佐藤隆春氏や井門令子氏、Joseph Kokonyangi 氏からは、本論に対し有益な意見を頂いた。これらの方々に感謝いたします。

文 献

Anovitz, L.M., 1991, Al zoning in pyroxene and plagioclase window on late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terranes. *Amer. Mineral.*, **76**, 1328-1343.

- 熱田真一・吉倉紳一, 1997, 小豆島花崗岩類中に産する苦鉄質岩の多様性と起源. 日本地質学会 104 年学術大会講演要旨, 230.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, A. and Nedelec, A., 1992, Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**, 35-38.
- Burri, C., Parker, R.L. and Wenk, E., 1967, *Die Optische Orientierung der Plagioklase*. Birkhauser, Basel.
- 地学団体研究会新版地学事典編集委員会, 1996, 新版地学事典. 平凡社, 東京.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Fujii, H., Tainosho, Y., Kagami, H. and Kakiuchi, T., 2000, Sr-Nd isotopic systematics and geochemistry of intermediate plutonic rocks from Ikoma Mountains, Southwest Japan: evidence for a sequence of Mesozoic magmatic activity in the Ryoke belt. *Island Arc*, **9**, 37-45.
- Hara, I., Shyoji, K., Sakurai, Y., Yokoyama, S. and Hide, K., 1980, Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 27-50.
- 瑞山好和・山田哲雄・伊藤 誠・杏掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田 勝・河原林育郎・津川善博, 1982, 近畿地方東部の領家帯の地質―特に花崗岩の岩体区分と相互関係―. 地質雑, **88**, 451-466.
- Herzig, C.T., Kimbrough, D.L., Tainosyo, Y., Kagami, H., Iizumi, S. and Hayasaka, Y., 1998, Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoke granitoides, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochem. Jour.*, **32**, 21-31.
- 飯泉 滋・Ireland, T.R.・河内洋介・渡辺輝夫・仲井 豊・田結庄良昭・加々美寛雄・瑞山好和, 1993, 近畿領家帯斑れい岩類のジルコンによる U-Pb 年代. 岩鉱, **88**, 211.
- 飯泉 滋・田結庄良昭・加々美寛雄・瑞山好和, 1990, 領家帯塩基性岩の成因. 月刊地球, **12**, 424-429.
- Imon, R., Okudaira, T. and Fujimoto, A., 2002, Dissolution and precipitation processes in deformed amphibolites: an example from the ductile shear zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **20**, 297-308.
- Imon, R., Okudaira, T. and Kanagawa, K., 2004, Development of shape- and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution-precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **26**, 793-805.
- 石井 求・山田哲雄, 1962, 長野県小渋川流域の変輝緑岩の花崗岩化作用. 地質雑, **68**, 109-117.
- Ji, S. and Mainprice, D., 1988, Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, **147**, 145-163.
- Ji, S. and Mainprice, D., 1990, Recrystallization and fabric development in plagioclase. *Jour. Geol.*, **98**, 65-79.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M., 1992, Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 165-177.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・飯泉 滋・田結庄良昭・大和田正明・瑞山好和・濡木輝一, 1995, 瀬戸内・近畿領家帯地域に分布するジュラ紀～中新世火成岩類の Sr・Nd 同位体比の変遷. 地質学論集, no. 44, 309-320.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・大和田正明・池田保夫・岡野 修・飯泉 滋・田結庄良昭・瑞山好和・濡木輝一, 1997, 領家帯に産する変輝緑岩と下部地殻源苦鉄質グラニュライトの地球化学的 Sr・Nd 同位体的類似性. 日本地質学会 104 年学術大会講演要旨, 195.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y., 1995, Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke belt, Southwest Japan: remains of Jurassic igneous activity in the late Cretaceous granitic terrane. *Geochem. Jour.*, **29**, 123-135.
- Kagami, H., Yuhara, M., Iizumi, S., Tainosho, Y., Owada, M., Keda, Y., Okano, O., Ochi, S., Hayama, Y. and Nureki, T., 2000, Continental basalt in the accretionary complexes of the South-west Japan Ark: Constraints from geochemical and Sr and Nd isotopic data of meta-diabase. *Island Arc*, **9**, 3-20.
- 黒田吉益・諏訪謙位, 1983, 偏光顕微鏡と岩石鉱物. 共立出版, 東京.
- Kutsukake, T., 1978, Cortlandite from Tomiyama-mura, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. B.*, **44**, 55-69.

- Kutsukake, T., 1993, An initial continental margin plutonism-Cretaceous Older Ryoke granitoids, southwest Japan. *Geol. Mag.*, **130**, 15-28.
- Kutsukake, T., 2002, Geochemical characteristics and variation of Ryoke granitoids, southwest Japan: Petrogenetic implications for the plutonic rocks of a magmatic arc. *Gondwana Res.*, **5**, 355-372.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., others, 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphibole of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineral.*, **82**, 1019-1037.
- Mainprice, D. and Nicolas, A., 1986, Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 175-189.
- 政岡邦夫, 1987, 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造. 岩石鉱物鉱床学会誌, **82**, 60-74.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭, 1998, 5 万分の 1 地質図幅「大阪東南部」, 地調月報, **49**, 670-671.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭, 2001, 大阪東北部地域の地質, 地域地質研究報告, **51**, 130.
- 永尾隆志・長谷義隆・長峰 智・角縁 進・阪口和之, 1998, 南部九州肥薩火山岩類のマグマの成因に寄与した「堆積物成分」について—Rh/W デュアル X 線管球を用いた低希釈率ガラスビード法による岩石の主成分—微量元素および希土類元素分析の例. 理学電機ジャーナル, **29**, 34-46.
- Nakai, M. and Suzuki, K., 1996, CHIME monazites ages of the Kamihara tonalite and the Tenryukyo granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 431-439.
- 中島 隆・Williams, I.M.・神山裕幸, 2002, 領家塩基性岩類のジルコン SHRIMP U-Pb 年代. 地球惑星科学関連合同学会講演要旨, K025-004.
- 中島 隆・Williams, I.M.・渡辺暉夫, 1993, 領家花崗岩類および山陽帯花崗岩類の SHLIMP 年代. 日本地質学会 100 年学術大会講演要旨, 358.
- 西岡芳晴, 2002, 近畿地方領家帯に分布する塩基性深成岩類の形成年代. 日本地質学会 109 年学術大会講演要旨, 301.
- 小木曾勝弥, 1984a, 長野県飯田市三穂地域の塩基性岩類 (1) —野外の産状と岩石学的性質—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **79**, 187-199.
- 小木曾勝弥, 1984b, 長野県飯田市三穂地域の塩基性岩類 (2) —岩石化学的性質—. 岩石鉱物鉱床学会誌, **79**, 239-248.
- Okano, O., Sato, T. and Kagami, H., 2000, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic studies of mafic igneous rocks from the Ryoke plutono-metamorphic belt in the Setouchi area, Southwest Japan: implications for the genesis and thermal history. *Island Arc*, **9**, 21-36.
- 奥平敬元・大友幸子・早坂康隆, 2000, 領家変成帯からみた白亜紀西南日本のテクトニクス. 地団研専報, **49**, 67-80.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996, *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289p.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 349-363.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K.Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. and Miller, R.B., 1998, Interpreting magmatic fabrics patterns in plutons. *Lithos*, **44**, 53-82.
- 領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205-216.
- 領家研究グループ, 1974, 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, **28**, 103-114.
- Sakakibara, N., 1995, Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki province. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. serC.*, **10**, 267-332.
- Shigematsu, N. and Tanaka, H., 2000, Dislocation creep of fine-grained recrystallized plagioclase under low-temperature conditions. *Jour. Struct. Geol.*, **22**, 65-79.
- 島田耕史・高木秀雄・大沢英昭, 1998, 横ずれ圧縮場における地質構造発達様式: 紀伊半島東部, 領家南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係. 地質雑, **104**, 825-844.
- Spear, F.S., 1980, NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33-41.
- Spear, F.S., 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America Monograph, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 p.
- Sun, S.-S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, **42**, 313-345.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, Southwest Japan: constraints from CHIME monazites ages of gneisses and granitoids. *Jour. Metamorphic Geol.*, **16**, 23-38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I., 1994, Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 391-405.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Nureki, T., 1996, CHIME age dating of monazites from metamorphic rocks and granitic rocks of the Ryoke belts in the Iwakuni area, Southwest Japan. *Island Arc*, **5**, 43-55.
- 田結庄良昭, 1982, 西南日本内帯における後期中生代〜古第三紀花崗岩類の斜長石累帯構造. 地質雑, **88**, 555-569.
- 田結庄良昭・飯泉 滋・加々美寛雄・瑞山好和, 1989, 近畿—瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. 地球科学, **43**, 16-27.
- 高木秀雄, 1988, 中央構造線のマイロナイト微小構造とテクトニクス. 構造地質, **33**, 1-11.
- 高木秀雄・小林健太, 1995, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. 地質雑, **102**, 170-179.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jager, E., 1977, Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 1-27.
- Watanabe, T., Ireland, T., Tainosho, Y. and Nakai, Y., 2000, Zircon U-Pb sensitive high mass-resolution ion microprobe dating granitoids in the Ryoke metamorphic belt, Kinki district, Southwest Japan. *Island Arc*, **9**, 55-63.
- 横山俊治, 1984, 西南日本内帯の後期中生代岩脈群の地質学的・岩石学的研究. 広島大地学研報, **24**, 1-63.
- 吉倉紳一・熱田真一・山本哲也・山本隆広・村井政徳・島田和明・山本定雄, 1999, 花崗岩—苦鉄質マグマ同時共存の広域的証拠と苦鉄質岩の岩石化学的特徴. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 232.

(要 旨)

西脇 仁・奥平敬元, 2005, 近畿中央部, 飛鳥地域の領家変成帯に産する細粒苦鉄質岩の形成過程. 地質雑, **111**, 141–155. (Nishiwaki, H. and Okudaira, T., 2005, Formation processes of the fine-grained mafic rocks of the Ryoke metamorphic belt in the Asuka area, central Kinki district, SW Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**, 141–155)

領家変成帯中の近畿中央部飛鳥地域に分布する苦鉄質岩は、領家古期 花崗岩類に対して層状に産している。苦鉄質岩のほとんどは、コアモリムもほぼ均一な化学組成を示す半自形～他形の斜長石と角閃石からなる。また、斜長石－角閃石温度計を用いて平衡温度を計算するとおよそ 500–600 °C となることから、これらの苦鉄質岩は角閃岩相の変成作用を被った変成岩であると考えられる。一部の苦鉄質岩に認められる面構造とマグマ期－亜マグマ期に形成された花崗岩類の片麻状構造が斜交関係にあることから、両者は同じ変形作用を被っておらず、苦鉄質岩の面構造は、少なくとも花崗岩類との接触以前に形成されたと判断される。これらのことから、苦鉄質岩は花崗岩質マグマの定置以前に角閃岩相の変成作用を被った後、花崗岩質マグマに捕獲されたと結論づけられる。