近畿中央部, 初瀬深成複合岩体の定置過程

Emplacement process of the Hatsuse plutonic complex, central Kinki Province, SW Japan.

Abstract

西脇 仁* 奥平敬元*

*Hitoshi Nishiwaki * and
Takamoto Okudaira **

2007年1月22日受付.

2007年4月17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

Corresponding author: H.Nishiwaki,
nishiwaki@sci.osaka-cu.ac.jp

Hatsuse plutonic complex in the Ryoke metamorphic belt, central Kinki Province, SW Japan, is composed mainly of the Cretaceous gneissose biotite granodiorite and hornblende gabbros. The biotite granodiorite is a syn-kinematic pluton during the deformation forming upright folds and the hornblende gabbros are syn-plutonic dykes intruded subparallel to the gneissosity of the surrounding granodiorite. The trends of the gneissose structure in the granodiorite and of the lithological boundaries between the granodiorite and gabbros exhibit basin structure possibly divided into major E-W trending synform and minor N-S trending synform. The gneissose structure in the granodiorite is defined mainly by the alignment of the long-axis of the biotite clots. Based on the microstructural analyses, the gneissose structure was formed by the magmatic to submagmatic flow during the emplacement of the granodiorite magma. Based on the amphibole chemistry, emplacement depth of the granodiorite magma was estimated to be 450-600 MPa that corresponds to crustal depth of about 20 km. In the granodiorite, since high-temperature plastic deformation conditions determined by the c-axis fabric of quartz grains (X-maximum and type-II crossed girdle patterns) are observed in the quartz grains and the maximum elongation directions between the magmatic/submagmatic flow and the high-temperature plastic deformation structures are consistent with each other, the deformation related to the emplacement of the granodiorite magma lasted just after the solidification of the magmas. The basin axis of the major E-W trending synform is parallel to the regional upright folds observed elsewhere in the Ryoke metamorphic belt: the emplacement of the plutonic complex may be governed by the regional stress fields to form the upright folds in the Ryoke metamorphic belt.

Key words: Hatsuse plutonic complex, Ryoke granitic rocks, magmatic-sub-solidus deformation, emplacement.

調査方法

領家変成帯は、西南日本内帯に位置する低圧高温型変成帯であり、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。花崗岩類は、他の構成岩より広く露出しており、大陸縁辺域の火成活動によって形成されたと考えられる (e.g. Kutsukake, 2002)。領家変成帯の花崗岩類は、母岩である片麻岩に対する局所的な接触変成作用の有無と、花崗岩類と変成岩類の構造要素 (面構造や線構造) の調和性によって、古期花崗岩類と新期花崗岩類に区分されている (e.g. 原山ほか, 1985; 原ほか, 1991; 奥平ほか, 2000; Kutsukake, 2002)。古期花崗岩類は周囲の変成岩に明瞭な接触変成作用を与えず、両者の構造要素は調和的である。一方で新期花崗岩類は、周囲の変成岩に対して局所的な接触変成作用を与えており、両者の構造は調和的ではない。また、領家変成帯には3つの変形時相 (D1; 層面褶曲を伴う層面片理形

成作用, D2; 局所的な延性剪断変形, D3; 東西方向に褶曲軸を持つ鉛直褶曲作用) が認められるが (e.g. Okudaira et al., 1993; 奥平ほか, 2000), その中で古期花崗岩類は、D1期以降の変形作用を被っているのに対して、新期花崗岩類は、一般にD2期の延性剪断帯やD3期の鉛直褶曲構造を切って貫入している (Sakakibara, 1995; 奥平ほか, 2000)。これらのことから、古期花崗岩類は領家変成作用と密接にかかわり、より早期の変形作用期 (層面片理形成期) に貫入したものであると考えられ、一方で新期花崗岩類は、領家変成帯の主要な変成作用や変形作用後に貫入したものであると考えられる。実際、CHIME モナザイト年代において古期花崗岩類は95-90 Maを示し、新期花崗岩類の90-80 Maの年代に比べて古い (e.g. Suzuki et al., 1994, 1996; Nakai and Suzuki, 1996; Suzuki and Adachi, 1998)。しかし、両者の年代値に明瞭なギャップはなく、連続的に変化する。また、古期花崗岩類と新期花崗岩類は貫入・定置形態も異なり、前者はシー

Fig. 1. Geological outline of the Ryoke metamorphic belt in the Kinki Province, SW Japan. Arrows indicate the axial traces of the D3 upright folds (data sources: Hara et al., 1980; Hayama et al., 1982; Ohira, 1982; Sakakibara, 1995; Nishiwaki and Okudaira, 2005). Inset: Distribution of the Ryoke metamorphic belt in SW Japan

ト状であるのに対して、後者はストック状である（原ほか, 1991; 奥平ほか, 2000）。構成鉱物（主に角閃石）の化学組成などに基づく貫入深度の見積もりから、古期花崗岩類は深所貫入型（15–20 km）であり、新期花崗岩類は浅所貫入型（< 15 km）であるとされている（e.g. Kagami et al., 1992; Nakajima, 1996; Kutsukake, 1997; Okudaira et al., 2003）。古期花崗岩類は高変成度地域にその分布が限定されるのに対して、新期花崗岩類は、低～中変成度地域に卓越するが、高変成度地域にも分布する（諏訪, 1973; 沓掛, 1977; 奥平ほか, 2000）。

領家変成帯は大局的には北から南に向かって変成温度・圧力が上昇しており（e.g. 諏訪 1973; Ikeda, 1998）、南に向かって深部岩石が露出している。これは、より南側において上昇速度が速かったことを示唆する（柳井地域の高変成度地域において、数 mm/yr の上昇速度が見積もられている; Suzuki and Adachi, 1998; Okudaira et al., 2001）。これらのことから、古期花崗岩類が地殻深部に貫入・定置した後に、領家変成帯は上昇し、主要な上昇過程が終了した後、新期花崗岩類の多くがより浅部に貫入したと考えられる。また、領家変成帯で認められる3つの主要な変形作用は、古期花崗岩類の貫入時から始まり、領家変成帯の上昇過程を経て、新期花崗岩類の主要な貫入前に終了していると考えられる。しかし、古期花崗岩類と新期花崗岩類には年代ギャップがないため、領家変成帯の上昇期に貫入した岩体も存在するはずであり、このような花崗岩類の構造地質学的解析を行うことは、領家変成帯の上昇過程や構造発達史において重要な知見を与えることが予想される。このような知見は、島弧地殻の発達過程の解明においても重要なものである。

奈良県の大和高原の中央部に位置する初瀬地域において、白亜紀に活動した花崗岩類や苦鉄質岩類がベースン構造を形成しており（e.g. Yoshizawa et al., 1966; Kutsukake, 1973）、

Kutsukake (1973) は、この構造を“初瀬ベースン”と呼んだ。また、西岡ほか (2001) は、この初瀬ベースンを構成する花崗岩類および苦鉄質岩類をまとめて“初瀬深成複合岩体”と呼んだ。この複合岩体の花崗岩類は、Kutsukake (2002) では古期花崗岩類に、西岡ほか (2001) では新期花崗岩類に分類されており、見解が異なっている。このことは、初瀬深成複合岩体の花崗岩類が、古期花崗岩類と新期花崗岩類の2つの特徴を合わせ持っているためと思われる。このような花崗岩体の貫入・定置機構や変形構造を考察することは、上述したような領家変成帯の構造発達史を考察するのに適した地域であると考えられる。本研究では構造地質学的解析、さらに鉱物化学組成および全岩化学組成により、初瀬深成複合岩体の地質構造を明らかにし、初瀬深成複合岩体の貫入・定置機構と変形構造に関して議論する。

地質概説

本調査地域である初瀬地域は、近畿地方中央部に位置している（Fig. 1）。本調査地域では領家花崗岩類が広く分布しており、調査地域中央部において苦鉄質岩類が、花崗岩類に対して層状もしくは小規模で塊状に産している（Fig. 2）。本地域には、片麻状黒雲母花崗閃緑岩が広範囲に露出しており、調査地域南東部の鳥見山南方において、優白質塊状花崗岩がわずかに確認できる（Fig. 2）。片麻状黒雲母花崗閃緑岩には、野外において構成鉱物の形態定向配列によって規定される明瞭な面構造と線構造が認められる（Fig. 3）。この面構造は、滝倉地区を中心にして、ベースン構造を形成している（Fig. 2）。本調査地域の片麻状黒雲母花崗閃緑岩は、西岡ほか (2001) による、“面構造を有する花崗閃緑岩”、そしてYoshizawa et al. (1966) の“粗粒角閃石黒雲母花崗岩”に対比される。また、Kutsukake (1973) は本岩体を“粗粒片麻状花崗閃緑岩”など5つの岩相に区分している。本地域に

Fig. 2. (a) Geological map of the Hatsuse area. Sample localities are also indicated. (b) Cross sections along the lines A-A' and B-B'.

おける構成鉱物の粒径や鉱物組み合わせの変化（岩相変化）はわずかであり、さらにその変化も漸移的であり、岩相相互の貫入関係も認められない。よって、本論では本岩を片麻状黒雲母花崗閃緑岩として一括した。“面構造を有する花崗閃緑岩”および“粗粒角閃石黒雲母花崗岩”は、初瀬地域から10 km 北北西の奈良市菩提山付近において、珪質片麻岩や泥質片麻岩と接触しており、その境界面は、花崗岩類の面構造方向と調和的であり、WNW 走向を示す（Yoshizawa et al. 1966; 西岡ほか, 2001）。また、この“面構造を有する花崗閃緑岩”は、西岡ほか（2001）により、延性剪断変形を示す変形組織が認められないことなどから、領家新期花崗岩類に分類されている。優白質塊状花崗岩は、細～中粒、塊状の優白質花崗岩であり、Kutsukake（1973）の“アブライト花崗岩”、西岡ほか（2001）による“巻向山花崗岩”に相当すると考えられる。“巻向山花崗岩”は、初瀬深成複合岩体の“面構造を有する花崗岩”や苦鉄質岩に貫入しており、新期花崗岩類に分類されている（西岡ほか, 2001）。苦鉄質岩は極細粒～中粒、塊状～弱片状の優黒質岩であり、Kutsukake（1973）の“角閃石斑れい岩”に相当する。苦鉄質岩は、西岡ほか（2001）により“細粒斑れい岩類”および“中粒斑れい岩”と区別されているが、本研究では粒径変化が連続的であることや岩相相互の貫入関係も認められないことから、1つの岩体として記載する。調査地域中央部のリング状の苦鉄

質岩体は、片麻状黒雲母花崗閃緑岩の片麻状構造とほぼ平行に配置している。また、この地域の苦鉄質岩脈は、ジルコン SHRIMP U-Pb 年代として 75.5 ± 0.8 Ma という値が報告されている（Nakajima et al., 2004）。Kutsukake（1973）は、初瀬地域の深成岩類に関して、主要酸化物と分別指標の相関関係から、斑れい岩類と花崗岩類は一連のマグマ活動（分別作用）により形成されたと推測している。

調査地域の南部と西部では、砂質および泥質の片麻岩が、片麻状黒雲母花崗閃緑岩体中に層状に分布している。これらの変成岩層の幅は200–500 mであり、花崗閃緑岩の片麻状構造と調和的に産する。また、珪質の溶結凝灰岩が、調査地域北東部に限って分布しており、調査地域北部には礫岩層が片麻状黒雲母花崗閃緑岩を不整合に覆っている。この溶結凝灰岩は中部中新統の都介野累層に属する室生火砕流堆積物に、礫岩は都介野累層の小野味礫岩部層に相当する（西岡ほか, 2001）。

地 質 構 造

片麻状黒雲母花崗閃緑岩は、滝畑地区を中心としてベースン構造を呈しているとされてきたが（Yoshizawa et al., 1966; Kutsukake, 1973; 西岡ほか, 2001）、その構造は同心円状ではなく、片麻状構造の走向が大きく変化する部分があり、東西（ $N85^{\circ}W$ ）および南北（ $N20^{\circ}W$ ）のシンフォーム軸で

Fig. 3. Mesoscopic structures of the gneissose biotite granodiorite. (a) and (b) are XZ- and XY-planes of the biotite-poor sample (hgd-8), respectively. The foliation and lineation are recognized by the alignment of the long axes of the biotite clots, subhedral plagioclase grains and elongated quartz pools. (c) and (d) are XZ- and XY-planes of the biotite-rich sample (hgd-3), respectively. The foliation and lineation are defined mainly by the alignment of the long axes of the biotite clots.

Fig. 4. Distribution of structural elements of the rocks of the Hatsuse plutonic complex. Two structural domains (domains A and B) are identified.

Fig. 5. Lower-hemisphere, equal-area projections for the structural elements of the rocks of the Hat-suse plutonic complex. Boundary between the domains A and B are shown in Fig. 4. Contours represent the density of the poles to the gneissosity plane of the gneissose biotite granodiorites. Contours are 2σ intervals. Dashed lines are best-fit lines for the crests of the contours.

規定される褶曲構造（いわゆる doubly plunging fold）で特徴づけられる（Fig. 4）。この褶曲構造における主要な褶曲軸はE-W走向のものであり、この褶曲軸の姿勢に関して議論するため、本調査地域を便宜的に南北方向のシンフォーム軸より西側のドメイン（Domain A）と東側のドメイン（Domain B）の2つのドメインに区分した（Fig. 4）。それぞれのドメインにおける片理面および線構造の方位を、Fig. 5のステレオ投影図に示す。花崗閃緑岩の線構造の測定は、野外で採取した定方位試料を、室内で面構造と平行に切断した後測定をし、復元したものである。

Domain Aでは、花崗閃緑岩の面構造の姿勢は、東西方向のシンフォーム軸より南側では、WNW走向を示し、北へ $30-60^\circ$ 傾斜している。一方、シンフォーム軸より北側では、NE走向で、中角度で南へ傾斜している。コンターの集中部に沿って引かれた大円（ $N2^\circ E/64^\circ NW$ ）より求められた β マキシмумは $S88^\circ E/26^\circ$ になる（Fig. 5）。南部と西部で見られる片麻岩類の面構造の姿勢は、花崗閃緑岩の面構造方向とほぼ一致しており、 $N70^\circ W-EW$ 走向を示し中角度に北へ傾斜する（Figs. 4, 5）。花崗閃緑岩の線構造は、東方向へ緩くプランジしているものがほとんどであり、この地域の β マキシмумの方向とほぼ一致する。片麻岩類に認められる線構造方向も、東方向に低角度でプランジしており、花崗閃緑岩の線構造方向と調和的である（Fig. 5）。

Domain Bにおける片麻状黒雲母花崗閃緑岩の面構造は、東西方向のシンフォーム軸より南側ではNE走向、中角度北傾斜を示しており、北側ではNW走向で南傾斜を示している。コンターダイアグラムから片麻状構造の β マキシмумは、 $S78^\circ W/25^\circ$ となる（Fig. 5）。線構造は、小夫北方^{おおぶ}の試料を除いて $S70^\circ W-EW$ 方向に低角度でプランジしており、 β マキシмумの方向とほぼ一致している（Fig. 5）。これら2つのドメインの β マキシмумは共に東西方向で低角度を示す（Fig. 5）。この方位は東西方向のシンフォーム軸に対応すると考えられる。

産状と岩石記載

1. 花崗岩類

(1) 片麻状黒雲母花崗閃緑岩 本調査地域の大部分を占めており、中～粗粒・片麻状で等粒状組織を示す黒雲母花崗閃緑岩である。調査地域西部では、有色鉱物を多く含み、トーナル岩質になるものも認められる。ベースン構造の中心から縁辺域に向かうに従って鉱物組成が変化するような、累帯構造は認められない。本岩には、黒雲母クロットや斜長石や石英プールの形態定向配列によって特徴付けられる面構造が認められる（Fig. 3.a, 3.c）。片麻状構造は、調査地域南部で強く、北東部では弱い。一部暗色の苦鉄質包有物を含んでおり、その延びの方向は面構造方向と平行である。

主要造岩鉱物は、斜長石（20–50 vol.%）、石英（20–45 vol.%）、黒雲母（4–20 vol.%）、カリ長石（5–30 vol.%）、角閃石（0–3 vol.%）であり、副成分鉱物は、緑簾石、燐灰石、ジルコン、チタナイトである。一部の黒雲母や角閃石は緑泥石に交代されており、緑泥石が6 vol.%程度含まれる場合もある。石英は細粒～粗粒（長径0.1–3 mm程度）で、舌状もしくは不定形の形態を示すものが多い（Fig. 6.a）。斜長石は比較的粗粒（長径1–3 mm）で、半自形を示しているものが多い。これらの斜長石粒子の多くは長柱状でアルバイト式双晶を示している。また、累帯構造はあまり認められない。カリ長石は粗粒（長径2–4 mm）であり、半自形を示す。黒雲母は自形から半自形を示し、クロットをなして産していることが多い（Fig. 6.d）。角閃石は一部の岩相にのみ観察され、自形性が強い。また、角閃石のZ軸色は緑褐色であり、汚濁帯などは認められない。緑泥石は、一部の試料においてのみ認められ、黒雲母や角閃石のリムにおいて観察される。

(2) 優白質塊状花崗岩 本岩は細粒～中粒、塊状で等粒状組織を示す優白質の花崗岩である。調査地域の南東部において500×800 m程度の塊状の岩体として産している。黒雲母などの有色鉱物はほとんど含んでいない。また、本岩中には

Fig. 6. Photomicrographs showing the microstructures in the gneissic biotite granodiorites. The abbreviations of minerals are after Kretz (1983). (a) Undulatory extinction of recrystallized quartz grains (Qtz) in the sample hgd-8. Grain boundaries between the quartz/quartz grains are irregular. Crossed polarizers. (b) Domino-like structure of the subhedral plagioclase grains (Pl) in the sample hgd-6. Crossed polarizers. (c) Internal brittle fractures within the plagioclase grains (Pl) in the sample hgd-4. The quartz grains (Qtz) fill the fractures. Crossed polarizers. (d) Alignment of long axes of the biotite clots in the sample hgd-3. There is no deformation structure within each biotite grain (Bt). Plain polarized light.

長径（直径）が0.8–2 mmのザクロ石を特徴的に含んでいる。片麻状黒雲母花崗閃緑岩と塊状花崗岩の貫入関係は、接触関係を示す露頭が確認できなかったため不明である。

主要造岩鉱物は、斜長石（20–35 vol.%）、石英（35–40 vol.%）、カリ長石（30–40 vol.%）、黒雲母（< 2 vol.%）である。副成分鉱物はザクロ石、緑簾石、燐灰石である。片麻状黒雲母花崗閃緑岩に比べ有色鉱物の割合が低い。構成鉱物はほぼ同じ粒径（長径0.5–1.5 mm）であり、等粒状である。また、斜長石のソーシライト化や、有色鉱物の緑泥石化などは認められない。石英は中粒で球状であることが多く、波動消光の発達が悪い。斜長石は、短柱状であり、自形～半自形を示す。また、集片双晶を呈しているものが多く、組成累帯構造を示すものはあまり認められない。カリ長石は、微斜長石構造やパーサイト構造を示し、長径が0.5–2 mmであり、他の構成鉱物に比べて比較的粒径が大きい。

2. 苦鉄質岩

本調査地域の苦鉄質岩は、細粒～中粒、弱片状もしくは塊状で、暗緑色～暗灰色の角閃石斑れい岩である。試料によっては黒雲母が多く認められる。また、和田周辺の一部の試料には、粗粒（長径2–5 mm）の斜長石や角閃石結晶が集斑状組織を呈しており、斑状組織を示す。

主に細粒の斜長石（35–50 vol.%）とホルンブレンド（20–40 vol.%）、カミングトン閃石（5–10 vol.%）からなり、少量の黒雲母、カリ長石、石英、マグネタイト、燐灰石を含んでいる。黒雲母は多い試料で6 vol.%程度含まれる。片麻状黒雲母花崗閃緑岩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。一部の試料でポイキリティック組織を呈している。斜長石は細粒（長径0.1–0.5 mm）で、自形～半自形で長柱状である。集片双晶の発達している

ものが多く、累帯構造の顕著な結晶も認められる。この斜長石のAn成分は、コアでAn₇₅₋₈₅、リムでAn₅₀₋₆₀である。一部の結晶のコアは変質しており、絹雲母化している。ホルンブレンドは、自形～半自形で、Z軸色は青緑色を呈する。一部の結晶ではリムが変質して、緑泥石化している。カミングトン閃石は、透明から薄い緑色を示し、ホルンブレンドと密接に伴いながら産している。黒雲母は自形～半自形を示し、ホルンブレンドやカミングトン閃石に伴って産する。

野外において、片麻状黒雲母花崗閃緑岩と苦鉄質岩類の貫入関係に関して、接触関係を示すいくつかの露頭が確認されている。ここでは、^{かやのもり}萱森、和田周辺の3ヵ所の露頭について紹介する（Fig. 7）。和田北方1 kmの露頭では、苦鉄質岩脈が花崗閃緑岩に貫入し、花崗閃緑岩の細脈が苦鉄質岩脈中の割れ目に注入している（Fig. 7.a）。花崗閃緑岩に急冷周縁相は認められない。花崗閃緑岩の細脈は優白質であり、苦鉄質岩脈にほぼ直交して注入している（Fig. 7.a）。また、細脈と苦鉄質岩脈との接触面は直線的である。このような産状から、^{かやのもり}苦鉄質岩脈の破断後も花崗閃緑岩が流動的であったと考えられる。萱森周辺においては、花崗閃緑岩が苦鉄質岩体に注入しており、苦鉄質岩を取り込んでいる（Fig. 7.b）。苦鉄質岩に急冷周縁相は認められない。この花崗閃緑岩の注入部分は、本体の花崗閃緑岩と比べてやや珪質である。注入した花崗閃緑岩と苦鉄質岩の接触面は滑らかであり、花崗閃緑岩は舌状に注入している（Fig. 7.b）。このことから、花崗閃緑岩体の貫入後も苦鉄質マグマは固結しておらず、流動的であったと推測される。和田北方500 mの露頭では両者の境界面は、直線的ではなく滑らかであり、お互いに急冷周縁層は観察されない（Fig. 7.c）。苦鉄質岩中に花崗閃緑岩の細脈が注入している。この観察事実から、苦鉄質マグマと花崗閃緑岩のマ

Fig. 7. Occurrences of the mafic rocks showing the relationship between the mafic rocks and the gneissose biotite granodiorites.

グマが接触したときには、お互いの結晶化作用が進んでおらず、流動的であったと推測される。また、片麻状黒雲母花崗閃緑岩中には、苦鉄質岩類を捕獲している露頭が観察される。これらの捕獲岩は、主に楕円形であり、角礫状のものは少ない。

3. 片麻岩類

本調査地域に分布する片麻岩類は、調査地域南部の長谷寺周辺と西部の竜王山において、幅 200–500 m でレンズ状もしくはシート状の岩体として産出している。砂質および泥質片麻岩が主体で、わずかに珪質片麻岩が認められる。本調査地域では砂質片麻岩が優勢であり、泥質片麻岩は竜王山付近において観察される。また、この付近では、変成岩と花崗岩が不均質に混じり合うようなミグマタイト構造が見られる。砂質泥質起源の片麻岩の面構造は、珪長質成分に富む優白質な部分と黒雲母に富む優黒質な部分が 1–5 mm 程度の間隔

で繰り返す縞状構造によって規定される。また、微細褶曲の褶曲軸により、線構造が認められる。これらの片麻岩類には、堆積組織などの原岩の組織などは全く認められず、片麻岩類の面構造および線構造は、変成作用時に形成されたものであると考えられる。

泥質片麻岩の主要造岩鉱物は、石英、黒雲母、白雲母、珪線石、カリ長石、斜長石、(ザクロ石)である。副成分鉱物は緑簾石、燐灰石であり、堇青石や電気石は全く認められない。無色鉱物はグラノプラスチック組織を示している。石英は中粒(長径 0.2–0.8 mm)で楕円状のものが多く、一部の石英粒子には、弱い波動消光が認められる。黒雲母は長径 0.5–1 mm 程度で、クロットをなして産出している。黒雲母の(001)面は片麻状構造に平行である。珪線石は、繊維状で雲母の濃集している層で認められ、白雲母に置換されていることが多い。白雲母は中粒(長径 0.5–1 mm)であり、黒雲母や珪線石を密接に伴いながら産出している。ほとんどの白雲母は、面構造方向と平行に形態定向配列して晶出しているが、一部の白雲母は縞状構造を切るように産出している。これらの黒雲母や白雲母には、雲母フィッシュや波動消光などの変形組織は認められない。カリ長石は他形で微斜長石構造などは観察されない。斜長石は他の構成鉱物より粒径が少し大きく(長径 0.2–1.5 mm 程度)、半自形～他形で双晶を示すものも認められる。これらの鉱物組み合わせにより、本調査地域の泥質片麻岩は、Okudaira et al. (1993) による珪線石帯に属すると考えられる。本調査地域において片麻状黒雲母花崗閃緑岩に対する接触関係を示す露頭は観察されなかった。片麻岩類には、肉眼で明瞭に確認されるような、堇青石の斑晶などはなく、デカッセイト組織は確認されない。また、泥質片麻岩が、花崗岩類の接触部に近づくにつれて石英粒子の粒径が増大するような傾向も認められない。

片麻状黒雲母花崗閃緑岩の変形組織

1. 微細構造

前述したが、片麻状黒雲母花崗閃緑岩には黒雲母クロットや斜長石の形態定向配列によって特徴付けられる面構造が認められ、有色鉱物の少ない試料においては、石英プールの形態定向配列が、顕著に認められる(Fig. 3.a, 3.c)。また、この面構造上で有色鉱物(主に黒雲母クロット)や斜長石の長軸方向の定向配列による線構造も認められる(Fig. 3.b, 3.d)。なお本論では、線構造方向を最大伸長軸方向(X)とし、片麻状構造の面内で線構造に直交する方向を中間軸方向(Y)、片麻状構造および線構造に直交する方向を最小伸長軸方向(Z)とした。

石英粒子はアスペクト比が低く(< 1.8)、多結晶集合体(石英プール)を形成し、プールは楕円状でその長径は 5–10 mm 程度である(Fig. 3.a)。粗粒の石英粒子の多くは再結晶組織が認められ、舌状(房状)もしくはアメーバー状に近い形態を示し、粒界は不規則である(Fig. 6.a)。波動消光を呈する石英粒子も多く認められる(Fig. 6.a)。また、これらの組織は面構造の発達の弱い試料においても観察される。石英粒子の長軸方向は、測定したすべての試料において面構

Fig. 8. Rose diagrams for the orientation of the long axes of the elongated quartz grains in the gneissose biotite granodiorite.

Fig. 9. Aspect ratios (ratios of the length of the long axis to that of the shortest axis) of the biotite clots versus orientation of the long axis of the biotite clots from the gneissose biotite granodiorite. Orientation of the long axis is measured anticlockwise positive from the gneissosity in the XZ sections.

造方向にほぼ平行に弱い定向配列を示し、石英プールの伸長方向と調和的である (Fig. 8). 斜長石粒子は、双晶面がわずかに湾曲している様子も観察されるが、波動消光はあまり認められない。一部の斜長石は、集斑状に産しており、覆瓦構造を呈しているものも認められる (Fig. 6.b). 斜長石の (010) 面は、面構造方向に平行もしくはほぼ平行に配列している。まれに破断した斜長石が観察される (Fig. 6.c). その破断面は滑らかであり、周囲の鉱物へは連続せず斜長石結晶だけを貫通しており、破断面に石英が注入している (Fig. 6.c). また、XY 面において、斜長石の長軸方向が集中する傾向が認められ、線構造として認識できる (Fig. 3.b, 3.d). カリ長石と接する粒子には、まれにミルメカイト組織が観察される。カリ長石は、短柱状でパーサイト組織を示すものが多く、波動消光は認められない。黒雲母は自形から半自形で、クロットをなすものがほとんどである (Fig. 6.d). 黒雲母には、波動消光や雲母フィッシュ、細粒化などの変形組織は認められない (Fig. 6.d). 黒雲母クロットの長軸方向は、定向

配列し面構造を形成しており、よりアスペクト比の高いものほど定向配列する傾向が顕著である (Fig. 9). 本岩は主に黒雲母クロットの形態定向配列により面構造を規定されるため、黒雲母クロットの定向配列が弱い場合、岩石の面構造の発達が弱くなる (Fig. 9 の hgd-1, 2, 6). 黒雲母の (001) 面は、面構造方向に平行もしくはほぼ平行に配置しているものが多い。また、これらの片麻状黒雲母花崗閃緑岩中には、S-C 構造など剪断センスの決定に用いられるような、単斜形態対称性を示す微細組織は観察されない。

2. 石英の *c* 軸ファブリック

面構造と線構造が明瞭に認められる 5 つの試料に関して、ユニバーサルステージを用いて石英の *c* 軸を測定した。石英の *c* 軸ファブリックを Fig. 10 に示す。測定した 5 つの試料の石英 *c* 軸ファブリックパターンには、以下のような特徴が見られる。試料 hgd-3 には、線構造方向 (X 軸方向) とほぼ平行に集中が認められる。試料 hgd-4 は X 軸付近に弱い集中もしくは小円を示し、Y 軸方向にも弱い集中が認められ

Fig. 10. Quartz c-axis fabric patterns (lower-hemisphere, equal-area projections) for the gneissose biotite granodiorite samples. Contour intervals: 2σ .

Table 1. Representative chemical analyses of amphiboles from the gneissose biotite granodiorite

Sample no.	hgd-2-1		hgd-2-9		hgd-5-1		hgd-5-2	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂ (wt%)	40.89	40.58	41.66	43.00	40.89	41.90	41.15	41.86
TiO ₂	1.70	1.92	2.03	1.46	1.80	1.17	1.04	1.16
Al ₂ O ₃	9.24	8.54	10.05	9.56	11.40	10.12	11.46	10.80
FeO*	27.50	27.99	22.89	22.92	23.81	23.76	23.21	23.03
MnO	1.22	1.22	0.52	1.01	1.41	1.05	0.69	1.29
MgO	4.17	4.01	6.98	6.76	3.49	5.50	6.01	5.98
CaO	10.35	10.39	11.04	11.07	11.29	11.37	11.76	11.24
Na ₂ O	1.63	1.62	1.94	1.11	1.02	1.27	1.15	1.07
K ₂ O	1.33	1.48	1.08	1.08	1.56	1.45	1.38	1.51
Total	98.03	97.75	98.19	97.97	96.67	97.59	98.85	97.94
(O=23)								
Si	6.381	6.394	6.370	6.541	6.484	6.511	6.339	6.423
Ti	0.199	0.227	0.233	0.167	0.215	0.137	0.120	0.134
Al	1.699	1.586	1.811	1.714	2.130	1.853	2.081	1.953
Fe ²⁺	2.668	2.817	2.349	2.190	3.149	2.691	2.486	2.331
Fe ³⁺	0.920	0.871	0.578	0.725	0.008	0.396	0.504	0.624
Mn	0.161	0.163	0.067	0.130	0.189	0.138	0.090	0.168
Mg	0.970	0.942	1.591	1.533	0.825	1.274	1.380	1.368
Ca	1.730	1.754	1.809	1.804	1.918	1.893	1.941	1.848
Na	0.493	0.495	0.575	0.327	0.314	0.383	0.343	0.318
K	0.265	0.297	0.211	0.210	0.316	0.287	0.271	0.296
Sum	15.488	15.546	15.594	15.341	15.547	15.563	15.555	15.462

Note: Cation contents are assigned using 13eCNK after Leake et al.(1997)

* Total Fe as FeO

る。X 集中もしくは、タイプIIクロスガードル (Lister, 1977; Blumenfeld et al., 1986) に近いパターンを示す。試料 hgd-5 の c 軸方向は、線構造方向から右方向 (時計回り) に 20° 程度斜交して強い集中が認められる。試料 hgd-7 では、c 軸方向は、X 軸から Y 軸を通る大円上に多くプロットされる。試料 hgd-8 は、Y 軸方向と X 軸方向に弱い集中が確認され、弱くはあるが X 集中とタイプIIクロスガードルのパターンが認められる。全体としては、すべての試料にお

いて X 軸方向への集中が認められる (Fig. 10)。また、試料 hgd-4 と hgd-8 では Y 軸方向への集中が認められ、タイプIIクロスガードルに近いパターンを示す (Fig. 10)。

片麻状黒雲母花崗閃緑岩に含まれる角閃石の化学組成

花崗岩中に含まれる角閃石の Al 含有量は、角閃石の結晶化作用時の圧力をよく反映するとされている。角閃石の全 Al 量と晶出する圧力には相関関係があるとされ、角閃石の

Table 2. Bulk-rock chemical compositions of the granitic rocks of the Hatsuse plutonic complex

Sample no.	hgd-1	hgd-2	hgd-3	hgd-4	hgd-5	hgd-6	hgr-1	hgr-2
SiO ₂ (wt%)	71.25	60.40	65.27	70.37	67.96	68.45	70.23	70.62
TiO ₂	0.07	0.67	0.45	0.14	0.19	0.32	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	14.52	17.10	15.98	14.67	15.32	15.00	16.11	14.78
Fe ₂ O ₃ *	0.78	5.83	3.79	1.70	2.28	3.45	0.73	0.49
MnO	0.02	0.15	0.07	0.03	0.05	0.07	0.07	0.05
MgO	0.09	1.01	0.72	0.22	0.21	0.60	0.03	0.01
CaO	1.27	5.98	3.54	1.51	2.25	2.56	0.10	0.42
Na ₂ O	3.02	4.70	3.82	3.33	3.49	4.14	5.34	3.26
K ₂ O	5.91	1.43	2.24	5.51	4.93	3.13	4.62	7.56
P ₂ O ₅	0.01	0.32	0.23	0.10	0.07	0.05	0.02	0.01
Total	96.94	97.59	96.11	97.57	96.75	97.77	97.27	97.19
Ba (ppm)	1188	751	2276	884	1633	722	38	10
Cr	5	7	3	6	5	6	7	5
Cu	2	8	22	1	3	4	4	2
Nb	4	10	9	9	7	9	10	3
Ni	3	3	3	4	2	3	6	5
Pb	29	12	13	26	16	24	43	36
Rb	154	45	52	128	70	86	167	143
Sr	184	539	376	134	198	278	20	3
V	5	67	54	9	12	12	0	0
Y	11	20	20	21	28	19	36	65
Zn	15	74	58	27	41	73	14	14
Zr	114	791	627	266	383	341	42	46

* Total Fe as Fe₂O₃

全 Al 量の増加が晶出圧力の増加を示すとされている (e.g. Hamarson and Zen, 1986; Hollister et al.1987; Rutter et al.1989; Schmidt.1992; 高橋, 1993). そこで本研究では, 角閃石の認められる 2 個所の片麻状黒雲母花崗閃緑岩 (hgd-2 と hgd-5) について, 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 JSX-5500 (JEOL 製) に EDAX 製 CDU LEAP 検出器を装着したシステムにより測定した. 測定条件は電圧 20 kV, 試料電流 500 pA である. 試料採集地点は Fig. 2 に示してある. なお, 角閃石の化学式は, Leake et al. (1997) による 13eCNK のスキームで計算し, 代表的な分析値を Table 1 に示した.

測定したすべての試料において, 角閃石は Leake et al. (1997) の分類ではフェロチェルマーク閃石およびフェロホルンブレンドとなった. 計測した 2 つの試料に関して, 角閃石の化学組成は類似したものであった. また, これらの 1 つの角閃石結晶において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. 角閃石の全 Al 量について, 測定したすべてのコアは 1.70 から 2.17 の範囲内に, リムは 1.58 から 2.13 の範囲内に収まる.

全岩化学組成

初瀬地域において変質の影響の少ない花崗岩類 (片麻状黒雲母花崗閃緑岩; 6 試料, 優白質塊状花崗岩; 2 試料) および苦鉄質岩類 (10 試料) について全岩化学組成を測定した. 試

料採取地点は, Fig. 2 に示す. 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 2 と 3 に示す.

苦鉄質岩の SiO₂ 含有量は, 45–50 wt.% の範囲である. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩の SiO₂ 含有量は, 1 試料 (hgd-2) のみ 60 wt.% と低い含有量を示し, その他の試料は 65–71 wt.% の含有量である. また, 塊状花崗岩の 2 試料の SiO₂ 含有量は, 共に 70 wt.% である. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩と優白質塊状花崗岩は, MgO をほとんど含まない. 微量元素では, 苦鉄質岩は Rb や Ba, Sr などの元素でほぼ同じ含有量を示す. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩の微量元素の含有量は, 苦鉄質岩とは全く異なり, 適合元素である Ni や, Y と Nb などの不適合元素は, ほぼ同じ含有量を示すものの, その他の元素については, 試料によって含有量が大きく異なる. また, 塊状花崗岩の Sr と Ba の含有量は極端に少なく, 片麻状黒雲母花崗閃緑岩とは明瞭に区別できる.

考 察

1. 初瀬深成複合岩体中の苦鉄質岩の成因

Table 3. Bulk-rock chemical compositions of the mafic rocks of the Hatsuse plutonic complex

Sample no.	hm-1	hm-2	hm-3	hm-4	hm-5	hm-6	hm-7	hm-8	hm-9	hm-10
SiO ₂ (wt%)	47.94	46.74	47.49	47.24	45.68	45.18	47.16	49.62	46.84	46.00
TiO ₂	0.91	1.34	2.32	1.54	1.84	2.18	1.35	1.22	2.28	1.83
Al ₂ O ₃	19.28	18.44	16.76	17.47	18.12	18.09	17.98	18.73	17.72	17.80
Fe ₂ O ₃ *	9.23	11.80	14.59	12.27	13.27	15.63	11.22	10.29	14.68	13.41
MnO	0.16	0.18	0.23	0.20	0.21	0.26	0.19	0.19	0.23	0.22
MgO	6.36	5.69	4.87	5.76	5.49	4.72	5.36	5.31	3.62	5.28
CaO	11.84	10.89	9.08	9.86	9.68	10.18	9.58	9.45	9.17	9.95
Na ₂ O	2.32	2.19	2.52	2.55	2.45	1.90	2.61	3.01	2.76	2.35
K ₂ O	0.30	0.38	0.29	0.47	0.47	0.19	0.70	0.41	0.67	0.63
P ₂ O ₅	0.22	0.33	0.33	0.35	0.35	0.57	0.23	0.25	0.47	0.33
Total	98.56	97.99	98.48	97.71	97.56	98.89	96.37	98.49	98.43	97.79
Ba (ppm)	93	120	104	109	253	76	330	143	243	309
Cr	198	78	17	81	23	12	20	36	6	22
Cu	25	24	27	25	23	21	28	8	18	27
Nb	5	6	15	7	12	12	8	6	20	14
Ni	20	15	3	12	9	2	10	7	1	6
Pb	4	3	5	5	4	2	5	4	6	4
Rb	2	4	3	8	7	0	14	7	13	11
Sr	450	438	405	416	444	457	389	460	433	414
V	236	214	246	191	243	123	215	211	163	240
Y	19	32	32	33	42	40	33	22	55	45
Zn	85	108	145	112	137	150	115	105	154	135
Zr	85	55	160	97	271	83	146	156	243	227

* Total Fe as Fe₂O₃

苦鉄質岩は片麻状黒雲母花崗閃緑岩中に層状に産しており、岩体の連続方向は片麻状黒雲母花崗閃緑岩の片麻状構造とほぼ調和的である。しかし、一部の地域では、花崗閃緑岩の片麻状構造を切って分布している (Fig. 2)。いくつかの露頭における片麻状黒雲母花崗閃緑岩と苦鉄質岩の接触面の観察では、苦鉄質岩と片麻状黒雲母花崗閃緑岩の接触面は、曲線的であり、急冷周縁相などは認められず、相互貫入の関係が見出されている (Fig. 7)。また、岩脈状に貫入した苦鉄質岩に花崗閃緑岩の細脈が、直線的に注入している露頭も見出せる (Fig. 7.a)。これらのことから、苦鉄質岩が片麻状黒雲母花崗閃緑岩中に貫入したときには、片麻状黒雲母花崗閃緑岩はまだ完全には固結しておらず、流動的であった可能性が高く、花崗閃緑岩マグマと苦鉄質岩マグマの同時共存が示唆される。苦鉄質岩類と花崗岩類の同時性を示す構造は、西岡ほか (2001) や Nakajima et al. (2004) によっても指摘されている。瀬戸内地域にも同様な同時性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)。

Kutsukake (1973) は、初瀬深成複合岩体の斑れい岩から花崗岩類は一連のマグマ活動の分別作用により形成されたと推測している。本研究において、苦鉄質岩と花崗岩類の微量元素の含有量は、不適合元素についても大きく異なる。

K₂O/Rb-SiO₂ 図や不適合の度合いが類似する Zr と Nd をそれぞれ軸に取った Zr-Nb 図において、苦鉄質岩と花崗岩類は異なるトレンドを示している (Fig. 11)。また、藤井 (1998) が示しているような、花崗岩化作用の影響が少ないとされる FeO/MeO 比と P₂O₅ の含有量を軸に取った図においても、苦鉄質岩と片麻状黒雲母花崗閃緑岩は異なる傾向を示す (Fig. 11.c)。これらのことから、花崗岩類と苦鉄質岩類は、同一のマグマからの分別作用で形成されたのではなく、異なる組成を持つマグマから晶出されたと推測される。

2. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩の貫入・定置深度

傾家花崗岩類の貫入・定置深度は、これまで中部地方や近畿地方において、角閃石圧力計を用いて見積もられている (Fig. 12)。古期花崗岩類のうち、瀬戸内地域の高縄花崗閃緑岩では 420 MPa、志度花崗岩体においては 470–640 MPa と計算されている (高橋, 1993)。近畿地方では、中央構造線に近い畑井トータル岩では 400–520 MPa、近畿地方中央部の城立トータル岩と君ヶ野花崗岩体は、350–560 MPa と見積もられている (Sakakibara, 1995)。一方、新期花崗岩類に関しては、中国地方の白鳥花崗岩体では 400 MPa と計算されており (高橋, 1993)、中部地方の三都橋花崗岩体では 420 MPa と見積もられている (Kutsukake, 1997)。近畿地方においては、淡路島の洲本花崗閃緑岩では 360–450 MPa、野島花崗閃緑岩から 130–400 MPa と見積もられてお

Fig. 11. Bulk-rock chemical variations of the rocks of the Hatsuse plutonic complex. (a) K₂O/Rb-SiO₂. (b) Zr-Nb. (c) P₂O₅-FeO/MgO.

り (高橋, 1995), 紀伊半島東部の美杉トータル岩は 190–340 MPa と見積もられている (Sakakibara, 1995). つまり, 古期花崗岩類の多くは 350–650 MPa の圧力を示し, 新期花崗岩類は 150–450 MPa の圧力条件で角閃石を晶出させたと考えられる (Fig. 12). なお, 高橋 (1993) と高橋 (1995) は, Hollister et al. (1987) の地質圧力計を使用しており, Sakakibara (1995), Kutsukake (1997) で使用された地質圧力計は, それぞれ, Schmidt (1992), Johnson and Rutherford (1989) である.

片麻状黒雲母花崗閃緑岩中の角閃石を含む試料 hgd-2 と hgd-5 において, Hollister et al. (1987), Johnson and Rutherford (1989), Schmidt (1992) の 3 つの圧力計を用いて圧力条件を計算した. これらの圧力計の適応圧力範囲 (カッコ内は誤差) はそれぞれ, Hollister et al. (1987) で 200–800 MPa (± 100 MPa), Johnson and Rutherford (1989) で 200–800 MPa (± 50 MPa), そして Schmidt (1992) においては 250–1300 MPa (± 60 MPa) である. 測定値と計算結果は, Table. 4 に示している. 見積もられた角閃石の圧力は, Hollister et al. (1987) の圧力計でコアが 480–730 MPa, リムが 420–720 MPa となり, Johnson and Rutherford (1989) の圧力計では, コアが 370–570 MPa, リムが 330–540 MPa となる, Schmidt (1992) の圧力計においては, コアが 510–730 MPa, リムが 460–710 MPa となる (Table. 4). 試料 hgd-2 と hgd-5 の角閃石の化学組成は, ほぼ同じ圧力条件を示す (Table. 4). 測定した角閃石は自形であり, 塑性変形作用によって期待される組織は認められない. また, 結晶内には汚濁帯は認められないため, マグマ混合などは生じていないと考えられる. コアと比較して, リムの方が 50 MPa 程度の低い圧力を示しており (Fig. 12), このことは, 減圧過程で結晶化が進行したことを示唆している. つまり, 本研究によって求められた圧力値 (特に

リムの値) は, 塑性変形作用やマグマ混合に伴う再平衡時の圧力ではなく, 花崗閃緑岩マグマの固結時の圧力を反映する可以考虑することができる. それぞれの圧力計により見積もられたリムの圧力の多くは 450–600 MPa の範囲であり, 岩石密度を 2750 kg/m³ と仮定すると (Turcotte and Schubert, 1982), 20 km 程度の深度に対応する (Fig. 12). これらのことから, 初瀬地域における片麻状黒雲母花崗閃緑岩で見積もられた固結圧力 (450–600 MPa) は, 新期花崗岩類よりも高く, 古期花崗岩類と同程度の圧力を示す.

3. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩の面構造の成因

一般に花崗岩類に認められる面構造は, マグマ流 (magmatic flow) および亜マグマ流 (submagmatic flow) による変形作用によって形成される初生面構造と, 固相状態の変形作用によって形成される 2 次的面構造がある. マグマ流～亜マグマ流による変形作用は, メルトの結晶化前に, マグマ内の対流や定置後のマグマの膨張によって生じる (e.g. Paterson et al., 1998). マグマ流による変形は, マグマがニュートン流体の挙動を示す状態の変形であり, 結晶内破壊は認められないとされているのに対して, 亜マグマ流による変形は, メルト分率の減少により, 先に結晶化した斜長石などの鉱物に結晶内破壊が認められる (e.g. Paterson et al., 1989, 1998; Bouchez et al. 1992). これらの面構造を識別することは, 花崗岩類の定置機構や変形史, その深成岩体の地質構造を考える上で重要である.

主に面構造や線構造を形成する黒雲母は, 自形から半自形を示し, クロット状に産しているものが多く, 雲母フィッシュや波動消光などは認められない (Fig. 6.d). 斜長石粒子は半自形を示し, 双晶面の弱い湾曲などの変形組織は認められるものの, 波動消光はあまり観察されない. しかし, 結晶内の破断面に石英が注入するような組織が認められる (Fig. 6.c). これらの組織は亜マグマ期の変形作用に特徴的なもの

Table 4. Total Al compositions of amphiboles and results of geobarometric estimates.

core					rim			
Sample no.	Total Al	Pressure (MPa)*			Total Al	Pressure (MPa)		
		H	JR	S		H	JR	S
hgd-2-1	1.70	480	370	510	1.59	420	330	460
hgd-2-2	2.17	750	570	730	1.79	540	410	550
hgd-2-3	2.02	670	510	660	2.08	700	530	690
hgd-2-4	1.92	610	470	610	1.78	530	410	550
hgd-2-5	2.12	720	550	710	1.86	570	440	590
hgd-2-6	2.06	690	530	680	2.02	660	510	660
hgd-2-7	1.86	570	440	580	1.74	500	390	520
hgd-2-8	2.02	660	510	660	2.13	720	550	710
hgd-2-9	1.81	540	420	560	1.71	490	380	510
hgd-2-10	2.04	670	520	670	2.09	700	540	700
hgd-5-1	2.13	730	550	710	1.85	570	440	580
hgd-5-2	2.08	700	530	690	1.95	620	480	630

* Geobarometers used in this study: H Hollister et al., 1987; JR Johnson and Rutherford, 1989; S Schmidt, 1992.

Fig. 12. Summary of the pressure estimates for the Ryoke granitoids. Pressure estimates for the gneissose biotite granodiorite (Hatsuse granodiorite) are obtained from two samples (hgd-2, hgd-5). Horizontal bars denote 1 σ error. Data for the Younger Ryoke granitoids and Older Ryoke granitoids are from Takahashi (1993), Takahashi (1995), Sakakibara (1995) and Kutsukake (1997).

であり (Bouchez et al. 1992), 黒雲母や斜長石には, マグマ固結以降の塑性変形作用によって期待される組織はあまり認められない. 黒雲母の (001) 面や, 斜長石の (010) 面は結晶の長軸方向に配置しており, そのトレンドは, 面構造方向に平行もしくはほぼ平行に配置している. また, これらの黒雲母や斜長石粒子には, しばしば覆瓦構造が認められる (Fig. 6.b, 6.d). このような黒雲母の (001) 面や斜長石の (010) 面の配置は, 黒雲母や斜長石粒子が, マグマ期から垂マグマ期における剛体回転によって形成されたと考えることができる (e.g. Blumenfeld and Bouchez, 1988; Benn and Allard, 1989). また, この花崗閃緑岩中には楕円形の暗色包有物が認められるが, これらの包有物は, 主に黒雲母クロットや斜長石の形態定向配列によって特徴付けられる片麻状構造に平行に配列している. これらの特徴は, 片麻状構造や線構造が, マグマ中において完全に結晶化される前の, マグマ流から垂マグマ流によって形成されたことを強く示唆している.

一方, 石英には波動消光が多く認められ, 舌状 (房状) もしくはアメーバー状に近い形態を示し, 粒界は不規則である (Fig. 6.a), これらの石英の組織は, 動的再結晶作用 (特に粒界移動) によるものと考えられる (e.g. Jessel, 1987; Hirth and Tullis, 1992). 粒界移動は, 一般には高温下の塑性変形作用を被った岩石中に認められる組織である (e.g. Hirth and Tullis, 1992; Fitz Gerald and Stünitz, 1993). 固相変形を経験していない石英粒子は, 形態定向配列を示さないとされるが (Paterson et al., 1989), 片麻状黒雲母花崗閃緑岩中の石英粒子は, 弱くではあるが面構造方向とほぼ平行に形態定向配列しているため (Fig. 8), 固相変形を経験したことが推測される. 石英の *c* 軸ファブリックパターンは, タイプ I クロスガードル (Lister, 1977) やタイプ II クロスガードル (Lister, 1977) など領家南縁剪断帯の花崗岩マイロナイトに一般的に認められるようなパターン (e.g. Sakakibara, 1995; 島田ほか, 1998; 西脇・奥平, 2005) は示さず, すべての試料において *X* 集中を示す (Fig. 10). また, 一部

Fig.13. Hypothetical model for the emplacement process of the Hatsuse plutonic complex. (a) Ascent of the Hatsuse granitic magma, which might be controlled by upright folds at the early-stage of D3. (b) Emplacement of the granitic magma. Intrusion of the syn-plutonic mafic dykes also occurred. (c) Further folding of the solidified Hatsuse plutonic complex.

の試料 (hgd-4 と hgd-8) では、 Y 集中が認められ、 X 集中とタイプIIクロスガードルを合成した様なパターンを呈している (Fig. 10). X 集中は、prism $[c]$ が優勢すべり系のパターンであり、タイプIIクロスガードルは、basal $\langle a \rangle$ や prism $\langle a \rangle$ すべりが優勢のパターンである (e.g. Mainprice et al. 1986; Passchier and Trouw, 1996; 竹下, 1996). basal $\langle a \rangle$ から prism $[c]$ のすべり系の転移は、550–600 °C と考えられており、 X 集中パターンは花崗岩ソリダス付近といった高温の固相変形を経験したことを示している (Mainprice et al. 1986; Okudaira et al., 1995; 竹下, 1996). また、 Y 軸方向への集中の認められる試料に関しても、basal $\langle a \rangle$ と prism $[c]$ すべりの共存が認められることから (Lister, 1981), 2つのすべり系の転移温度付近において、 c 軸ファブリックが形成されたと考えることができる. この高温下での延性変形作用は、延性変形を被った石英粒子の伸長方向が黒雲母クロットや斜長石粒子の形態定向配列とほぼ一致していることから (Fig. 8), マグマ流～垂マグマ流と同様の变形場において、温度の低下とともに連続して生じたものであろう.

また、hgd-3 や hgd-5 の石英 c 軸ファブリックパターンでは、 c 軸が X 軸方向から時計回りにやや斜交して集中しており (Fig. 10), 上盤の右ずれ剪断変形を被っていることが示唆される (Passchier and Trouw, 1996). これらの2つの試料は、ベースン構造の中央部に位置しており (Fig. 2), 局所的に上盤の右ずれ (東ずれ) 剪断変形の影響があったと推測される. しかし、本岩中の微細組織には剪断センスを示すような非対称組織はあまり認められない. 本岩の最大伸長軸方向 (X) は、主にマグマ流～垂マグマ流による有色鉱物の形

態定向配列によって規定されている. 一方、石英の c 軸ファブリックパターンは固相変形時のものであるため、マグマ流～垂マグマ流期と固相変形期で歪の主軸の配置が変化した可能性がある. この場合は、上記のファブリックパターンの非対称性が剪断変形によるものではなくて、外部座標系の回転を示しているだけの可能性がある. ただし、この場合の固相変形の歪量は、マグマ流～垂マグマ流で形成された構造を大きく変えるほど、大きくなかったと考えられる.

4. 片麻状黒雲母花崗閃緑岩の貫入・定置過程

片麻状黒雲母花崗閃緑岩の面構造方向は、東西 (N85° W) および南北 (N20° W) のシンフォーム軸で規定される褶曲構造を呈するが (Fig. 4), 優勢な構造は E–W 走向のものである. このシンフォーム軸の方位は、領家変成帯に認められる D3 期の鉛直褶曲作用の褶曲軸方向と調和的である (Fig. 1). 一般に、ダイアピル状の深成岩体において、マグマ期に形成された線構造が岩体の内側に向かって急傾斜したりランダムな方向を示す場合、深成岩体の面構造や線構造は母岩の構造と非調和となることが多く、岩体内の変形と母岩の変形はカップリングしていなかったことを示すとされる (Brandon and Lambert, 1994; Paterson et al., 1998). 一方、深成岩体内の構造要素と母岩の構造要素が調和的である場合、深成岩体の構造やその貫入・定置機構は、広域応力場の影響を強く受けたことが示唆される (e.g. Guineberteau et al., 1987; 川上ほか, 1991; Petford et al., 2000). 前述したように、片麻状黒雲母花崗閃緑岩の面構造と線構造はマグマ期～垂マグマ期に形成されており、上記のような片麻状黒雲母花崗閃緑岩の形態や線構造の配置は、花崗閃緑岩の貫入・定置過程において、D3 期の鉛直褶曲作用の影響が示唆される.

D3 期の鉛直褶曲作用は、D2 期の領家南縁剪断帯のマイロナイト化作用と同時か直後に生じたと考えられ、その年代は約 74–67 Ma とされている (島田ほか, 1998)。前述のように、片麻状黒雲母花崗閃緑岩に貫入する同時性の苦鉄質岩脈のジルコン SHRIMP U-Pb 年代は 75.5 ± 0.8 Ma と求められており (Nakajima et al., 2004)、片麻状黒雲母花崗閃緑岩の活動年代もこの時期であると考えられ、島田ほか (1998) の見積もりと矛盾しない。花崗岩質マグマの地殻中部における定置では、その歪速度が $10^{-10} \sim 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ に達するとされ (Petford et al., 2000)、これはリソスフェアの平均的歪速度 ($10^{-14} \sim 10^{-16} \text{ s}^{-1}$) と同程度かそれよりも速いことが期待されるため、褶曲作用のタイムスケールよりも、花崗岩質マグマ定置はよりタイムスケールの短い現象であろう。このことと、片麻状黒雲母花崗閃緑岩における固相変形が高温で終了していることから、片麻状黒雲母花崗閃緑岩の貫入・定置は鉛直褶曲作用の後期に起きたのであろう。よって、片麻状黒雲母花崗閃緑岩の貫入・定置機構は、Fig. 13 に示したように、ある程度発達した褶曲構造に規制されながら上昇してきた花崗岩質マグマが、20 km 程度深度において、褶曲作用の影響を受けながら定置したと推定される。

領家花崗岩類における「古期」と「新期」の区別は、その名が示すように貫入時期の違いにある。そのため本来なら両者は、その貫入・定置時期によって区別されるべきものである。つまり、はじめに述べたような貫入形態や貫入深度および変成岩類との構造的関係などは、それぞれ一般的性質であって、領家花崗岩類を「古期」と「新期」とに区別する標準ではない。周囲の変成岩の変形をタイムマーカーとして用いた場合、「古期」花崗岩の貫入は鉛直褶曲作用 (D3 鉛直褶曲作用) に先行し、「新期」花崗岩の定置は D3 の後である場合が多い。しかし、Suzuki and Adachi (1998) や Nakai and Suzuki (2003) が示したように、「古期」と「新期」花崗岩には大きな時間間隙は存在しないため、カテゴリー的に大きく 2 つに分けられるといっても、両者の区別が困難なものも存在するであろう。本論で報告した片麻状黒雲母花崗閃緑岩は、褶曲作用期に地殻深所に貫入・定置した syn-kinematic intrusion として捉えることが可能であり、この意味では「古期」花崗岩であるが、変形をタイムマーカーとした場合、D3 鉛直褶曲作用と関連しているため「新期」花崗岩として認識され得る。事実、同時性の苦鉄質岩脈のジルコン SHRIMP U-Pb 年代は「新期」花崗岩類の年代幅に入る (Nakajima et al., 2004)。よって、領家花崗岩を「古期」と「新期」に分ける場合においては、片麻状黒雲母花崗閃緑岩は、「新期」花崗岩としても良いであろう。

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、近畿中央部初瀬地域において広く分布する初瀬深成複合岩体やそのベースン構造の形成過程について、次のようにまとめることができる。初瀬地域では、片麻状黒雲母花崗閃緑岩が広く分布しており、苦鉄質岩類とともにベースン構造を形成している。片麻状黒雲母花崗閃緑岩の貫入・定置は、

領家変成帯における最後の主要な変形作用である鉛直褶曲作用に密接に関連している新期花崗岩類である。この花崗閃緑岩体は、一般的な新期花崗岩体よりも深部 (～20 km) に貫入・定置したものである。定置に伴ってマグマ期～亜マグマ期の変形によって面構造 (片麻状構造) を形成し、マグマの固結後も引き続いて高温の延性変形作用を被った。苦鉄質岩類は、花崗閃緑岩マグマの固結前の段階において貫入した同時性岩脈である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、古山勝彦助教授には全岩化学分析の指導をしていただき、本論に関して有益な意見を頂いた。査読者として在田一則氏と早稲田大学の高木秀雄氏からは、本論を改訂にあたり重要な指摘をして頂いた。また、高橋浩氏 (産業技術総合研究所) には、本論の編集担当をして頂いた。広島大学の原 郁夫名誉教授および高知大学の横山俊治教授には、本調査地域に関する有力な情報を頂いた。大阪市立大学大学院の別府裕樹氏からは、本論に対し有益な意見を頂き、図表の作成に関してご協力を頂いた。これらの方々に感謝いたします。

文 献

- 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.
- Benn, K. and Allard, B., 1989, Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Jour. Petrol.*, **30**, 925-946.
- Blumenfeld, P. and Bouchez, J.L., 1988, Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Jour. Struct. Geol.*, **10**, 361-372.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D. and Bouchez, J.L., 1986, C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**, 97-115.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, A. and Nedelec, A., 1992, Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, **20**, 35-38.
- Brandon, A.D. and Lambert, R.S., 1994, Crustal melting in the Cordilleran interior: mid-Cretaceous White Creek batholith in the southern Canadian Cordillera. *Jour. Petrol.*, **35**, 239-269.
- Fitz Gerald, J.D. and Stünitz, H., 1993, Deformation of granitoids at low metamorphic grade: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**, 269-297.
- 藤井宏明, 1998, 近畿領家帯花崗岩中に含まれる暗色包有物と変輝緑岩との比較. 日本地質学会 105 年学術大会講演要旨, 175.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.L. and Vingneresse, J.L., 1987, The Montagne granite pluton (France) emplacement by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **99**, 763-770.
- Hamarson, J.M. and Zen, E-an, 1986, Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral*, **71**, 1297-1313.
- 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.
- 原 郁夫・櫻井康博・奥平敬元・早坂康隆・大友幸子・榊原信夫, 1991, 領家帯のテクトニクス. 日本地質学会第 99 年学術大会見学旅行案内書, 1-20.
- 原山 智・小井戸由光・石沢一吉・仲井 豊・香掛俊夫, 1985, 中部地方における白亜紀～新第三期火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 345-357.
- 瑞山好和・山田哲雄・伊藤 誠・香掛俊夫・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.

- Hirth, G. and Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Jour. Struct. Geol.*, **14**, 145-159.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline pluton. *Amer. Mineral.*, **72**, 231-239.
- Ikeda, T., 1998, Progressive sequence of reactions of the Ryoke metamorphism in the Yanai district, southwest Japan: the formation of cordierite. *Jour. Metam. Geol.*, **16**, 39-52.
- Jessell, M.W., 1987, Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Jour. Struct. Geol.*, **7**, 527-541.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Kagami, H., Izumi, 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.
- 川上紳一・金折裕司・矢入憲二, 1991, 花崗岩の変形構造と貫入テクニクス. 岩石鉱物鉱床学会誌, **86**, 125-139.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, **68**, 277-279.
- Kutsukake, T., 1973, Structure and petrography of the Hatsuse basin in the Ryoke zone of the Kinki district, Japan. *Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **68**, 37-57.
- 杵掛俊夫, 1977, 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報, no. 20, 37-44.
- Kutsukake, T., 1997, The depth emplacement of the Mitsuhashi Granite pluton in the Ryoke Belt, southwest Japan as inferred from some geobarometric calibrations. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 604-607.
- 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., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.M.S., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 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.
- Lister, G.S., 1977, Cross-girdle *c*-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**, 51-54.
- Lister, G.S., 1981, The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzites. *Jour. Struct. Geol.*, **26**, 793-805.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P. and Tubia, J.M., 1986, Dominant *c*-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- 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モ堆積物成分モについて—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.
- Nakai, Y. and Suzuki, K., 2003, Post-tectonic two-mica granite in the Okazaki area, central Japan. Hutton Symposium V, Field Guidebook, *Geol. Surv. Japan, Interim-Rept.*, no. 28, 115-124.
- Nakajima, T., 1996, Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming processes in the eastern Eurasian margin. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, **87**, 183-191.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I.S. and Tani, K., 2004, Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, **95**, 249-263.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮路良典, 2001, 桜井地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 141p.
- 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苦鉄質岩類の形成過程. 地質雑, **111**, 141-155.
- 大平芳久, 1982, 紀伊半島中央部・高見山北方地域の領家帯の地質. 地質雑, **88**, 467-481.
- Okudaira, T., Hara, I., Sakurai, Y. and Hayasaka, Y., 1993, Tectono-metamorphic process of the Ryoke belt in the Iwakuni-Yanai district, southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **96**, 549-552.
- Okudaira, T., Takeshita, T., Hara, I. and Ando, J., 1995, A new estimate of the conditions for transition from basal-*a* to prism-*c* slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**, 31-46.
- 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ニクス. 地団研専報, no. 49, 67-80.
- Okudaira, T., Hayasaka, Y., Himeno, O., Watanabe, K., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 2001, Cooling and inferred exhumation history of the Ryoke metamorphic belt in the Yanai district, south-west Japan: Constraints from Rb-Sr and fission-track ages of gneissose granitoid and numerical modeling. *Island Arc*, **10**, 98-115.
- Okudaira, T., Yuhara, M., Ikeda, T. and Nakajima, T., 2003, Mid - Cretaceous pluton - metamorphic complex of the Ryoke and San-yo zones in the Iwakuni-Yanai district, southwest Japan. Hutton Symposium V, Field Guidebook, *Geol. Surv. Japan, Interim-Rept.*, no. 28, 23-40.
- 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.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. and Vigneresse J.-L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**, 669-673.
- Rutter, M.J., Van der Laan, S.R. and Wyllie, P.J., 1989, Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminum in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, **17**, 897-900.
- Sakakibara, N., 1995, Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki province. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **10**, 267-332.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.
- 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.
- 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. Metam. 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.
- 諏訪兼位, 1973, 中央構造線に沿う変成岩類—領家及び三波川変成帯—. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 221-238.
- 高橋裕平, 1993, 角閃石中の Al 量—花崗岩類に有効な地質圧力計, 地調月報, **44**, 597-608.
- 高橋 浩, 1995, 淡路島の花こう岩類の全岩化学組成と鉱物組成—西南日本内帯白亜紀花崗岩類の帯状配列との関連性—. 地調月報, **46**, 23-40.
- 竹下 徹, 1996, 天然変形石英岩中の *c* 軸ファブリック転移に基づく変形物理条件の推定. 地質雑, **102**, 211-222.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, *Geodynamics*. John Wiley and Sons, New York, 435 p.
- 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. 広島地質学報, **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.

Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K., 1966, The Ryoke metamor-

phic zone of the Kinki district, southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B*, **32**, 437-454.

(要 旨)

西脇 仁・奥平敬元, 2007, 近畿中央部, 初瀬深成複合岩体の定置過程. 地質雑, **113**, 249–265. (Nishiwaki, H. and Okudaira, T., 2007, Emplacement process of the Hatsuse plutonic complex, central Kinki Province, SW Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 249–265.)

近畿中央部の初瀬深成複合岩体は, 主に片麻状黒雲母花崗閃緑岩とそれと同時形成の苦鉄質岩類から構成されており, E–W 方向と NW–SE 方向の 2 つのシンフォームによって特徴づけられるベースン構造を形成している. 花崗閃緑岩の片麻状構造は, 主に黒雲母クロットの形態定向配列によって定義され, マグマ流～亜マグマ流によって形成されている. 花崗閃緑岩中の角閃石の化学組成から, 花崗閃緑岩マグマの定置深度は, およそ 20 km と見積もられる. 花崗閃緑岩中には, 高温の塑性変形組織が見出されている. マグマ流～亜マグマ流による変形と高温塑性変形の最大伸長方向が一致しており, これらの変形作用は花崗閃緑岩の定置に関連して, マグマの固結後に温度の低下とともに連続して生じたと推測される. E–W 方向のシンフォーム構造は, 領家変成帯中に広く認められる D3 期鉛直褶曲構造と平行であることから, 片麻状黒雲母花崗閃緑岩は, 領家変成帯の鉛直褶曲時の広域応力場において定置したと考えられる.