北部北上山地，田野畑累帯深成岩体の地質 および記載岩石学的特徴

Geology and petrography of the Tanohata zoned pluton in
northern Kitakami Mountains

林 歳 彦 (Toshihiko Hayashi)*

Geological and petrographical studies were carried out on the rocks from Early Cretaceous granitoids (112-122 Ma) in the Tanohata area, northeastern Japan. It was revealed that the granitic complex called the Tanohata pluton consists of six granitic intrusives, which are different in lithology and intruded at the different stages. The largest body is a concentric texturally and compositionally zoned pluton. This body is defined as the Tanohata zoned pluton. Other five smaller bodies are distributed around the zoned pluton.

The granitoids that make up the Tanohata zoned pluton are progressively more felsic inward; from biotite hornblende quartz diorite-tonalite (A-2 type) at the margin to biotite leucogranodiorite (A-7 type) in the center through biotite hornblende tonalite-granodiorite (A-3, 4 type), hornblende biotite granodiorite (A-5 type) and biotite granodiorite (A-6 type). The mineral assemblages of these rock types are as follows: pl+opx+cpx+ho+bio+qz+K-f (A-2 type), pl+cpx+ho+bio+qz+K-f (A-3 type), pl+ho+bio+qz+K-f (A-4, 5 type), pl±ho+bio+qz+K-f (A-6 type), and pl+bio+qz+K-f (A-7 type). Besides these rocks, a small amount of clinopyroxene bearing hornblende gabbro (A-1 type, pl+opx+cpx+ho+bio) is found with the A-2 and A-3 types. The zoned pluton is generally fine-grained and well-foliated at the margin and becomes progressively coarse-grained and poorly-foliated towards center. Mafic minerals decrease and quartz and K-feldspar slightly increase from the margin to the center (from 27-21 to 7-4 in the color index). The anorthite content of plagioclase core decrease from 60-52 at the margin to 35-28 in the center.

Continuous geological and petrographical changes of these rocks (at least the A-2~A-7 types) suggest that this zoned pluton formed by differentiation of a single magma, and that the crystallization sequences of principal minerals is plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, hornblende, biotite, quartz, and K-feldspar.

I. はじめに

北上山地には、苦鉄質～珪長質の白亜紀深成岩体が数多く存在する。これらの岩体については、その鉱物モード比、岩相変化および全岩化学組成等に基づいて分帯がなされている(片田ら, 1971; 片田, 1974)。また、いくつかの累帯深成岩体の存在が指摘されている(加納ら, 1978; 加藤, 1979; 片田・金谷, 1980; 加藤・岩沢, 1981)。しかし、北上山地に分布する累帯深成岩体について、それを構成する各岩石間の相互関係およびそれらの記載岩石学的特徴の変化から、構成岩石が

同一マグマ源であることを詳細に検討したものは少ない。

田野畑岩体は、岩手県東部、北部北上山地に分布し、岩相変化の乏しい岩体が分布するといわれるB帯(片田ら, 1971)またはII帯(片田, 1974)に属する。しかしながら、田野畑岩体は石英閃緑岩から花崗閃緑岩に至る広い岩相変化を示しており、従来から、累帯深成岩体であることが示唆されてきた(石井ら, 1955; Ishii *et al.*, 1956; 加藤, 1977)。また、加藤(1977)は、岩石記載、全岩化学組成等に基づいて太田名部岩体と高清水岩体とを田野畑岩体(石井ら, 1955)から区別

* 金属鉱業事業団

し、残りの部分を岩泉岩体と定義した。

しかし、今回、詳しい野外地質調査を行った結果、以下の2点が明らかになった。第1点は、従来の田野畑岩体(石井ら, 1955)あるいは岩泉岩体(加藤, 1977)が、その岩体主要部とは活動時期、岩質を異にするいくつかの小岩体を含めて定義されていたことである。第2点は、これらの小岩体を除外した岩体主要部が、その周縁部から内部に向かってより珪長質粗粒の岩石へと変化する典型的な累帯深成岩体であることが明らかとなったことである。

本報では、この岩体を新たに田野畑累帯深成岩体と定義し、以下に、本累帯深成岩体を構成する諸岩石の記載岩石学的特徴およびそれらの相互関係について述べる。また、周辺小岩体を構成する岩石ならびにそれらと田野畑累帯深成岩体との関係についても記述する。本累帯深成岩体を構成する岩石の全岩化学組成および鉱物化学組成、さらに、本累帯深成岩体の成因については別に報告する予定である。

II. 地質概説

本地域の地質図を Fig. 1 に示す。本地域の基盤はジュラ系～下部白亜系の岩泉層群および陸中層群からなる(杉本, 1972, 1974)。岩泉層群は主に田野畑岩体(石井ら, 1955)の西側に分布し、標高 600 m～900 m の南北に連なった山嶺を形成している。本層群の走向傾斜は概略的には深成岩の西部及び南西部において、境界とはほぼ平行である。すなわち、その走向傾斜は岩体西部での南北走向・西緩傾斜から、岩体南部での北西走向・南傾斜まで連続的に変化する。岩泉層群は主に石灰岩、粘板岩、苦鉄質～中性変火山岩および同凝灰岩、砂岩およびチャートからなる。岩体東部に分布する陸中層群は、主に砂岩、チャート、粘板岩からなり、岩泉層群とは断層(田老断層)で接する(杉本, 1972, 1974)。本層群は南北～北東走向を示し、西に緩傾斜する。

田野畑累帯深成岩体は、これらの基盤岩類を非調和的に貫く。その黒雲母の K-Ar 年代は 118～122 Ma (河野・植田, 1965) である。田野畑累帯深成岩体の周辺部には、それとは貫入時期が異なり、また岩質も異なる小岩体、すなわち、川口、太田名部、松前沢、内ノ沢および高清水岩体が分布する (Fig. 1)。

田野畑累帯深成岩体と周辺小岩体との関係を Fig. 2 に示す。

本累帯深成岩体の北西部には、はんれい岩～花崗閃緑岩からなる川口岩体の岩石が分布する。この岩石に

は、片理・プロトクラシック組織が認められるが、田野畑累帯深成岩体の岩石には認められない。したがって、川口岩体の方が、本累帯深成岩体よりも活動時期が早いと考えられる。この岩石の K-Ar 年代は 122 Ma (河野・植田, 1965) を示し、野外での産状と調和的である。

本地域北東部には、花崗閃緑岩～花崗岩からなる太田名部岩体の岩石が分布する。この岩石が浅所貫入岩岩相を示すことから、加藤 (1977) にしたがって、本累帯深成岩体と区別して扱う。太田名部岩体の岩石の K-Ar 年代は 112～117 Ma (河野・植田, 1965) を示し、本累帯深成岩体よりも新しい。

本累帯深成岩体の東縁には、アブライト質花崗岩～花崗閃緑岩からなる松前沢岩体が分布する。松前沢岩体と本累帯深成岩体との接触部は、田野畑村松前沢などで観察できる。両者の境界は明瞭である。松前沢岩体の岩石には約 2 cm 幅の急冷縁が認められること、また、その境界が、本累帯深成岩体の岩石に観察される苦鉄質鉱物の定向配列を切っていることから、松前沢岩体は本累帯深成岩体が生成固結したのちに貫入したものと考えられる(松前沢岩体についての K-Ar 年代値はない)。

両雲母花崗岩からなる内ノ沢岩体が、本累帯深成岩体の南縁に分布する。内ノ沢岩体の岩石が、本累帯深成岩体中に明瞭な境界をもって貫入しているのが観察される。この岩石の K-Ar 年代は 113 Ma (河野・植田, 1965) を示し、野外での産状と調和的である。また、この岩石には白色雲母やザクロ石が含まれ、本累帯深成岩体と岩質も異なる。

本地域南部には、花崗岩～花崗閃緑岩からなる高清水岩体が分布する。本岩体は、他の岩体と直接することがない。この岩体はザクロ石を含むことから、本累帯深成岩体の岩石と異なる。また、白色雲母が含まれないことから、内ノ沢岩体の岩石と区別される。この岩石の K-Ar 年代は 120 Ma (河野・植田, 1965) を示す。

III. 深成岩体の地質および岩石記載

1. 田野畑累帯深成岩体

本岩体は、南北約 20 km、東西約 9 km の範囲に露出する。本岩体と基盤岩との境界線は、岩体北部や露頭スケールでは、基盤を構成する地層の走向傾斜と斜交するが、概略的には調和的である。また、本岩体構成岩石中に認められる苦鉄質鉱物の定向配列方向も、基盤岩との境界線と比較的調和的である。

Fig. 1. Geological map of the Tanohata district.
T stands for the Tanohata zoned pluton; A-1~A-7, rock types (rock names are shown in Table 1); P, pegmatite; KO, the Koshizu pluton; U, the Uchinosawa pluton; M, the Matsumaesawa pluton; O, the Otanabe pluton; KA, the Kawaguchi pluton. A-A', B-B' and C-C' are lines of sections described in Fig. 4.

Fig. 2. Relationship for each granitic pluton in the Tanohata district. a, A intrudes B; b, A includes B; c, A grades into B; d, A intrudes and/or grades into B. Other symbols are the same as those in Fig. 1.

本累帯深成岩体を構成する岩石は、その産状、岩相、鉱物組み合わせ、モード組成^{*)}およびそれらの相互関係から、主に以下の7つの岩型に区分できる(Fig. 1)。それらは、岩体の周縁部から中心部へと次の順に分布している。なお、岩石名はStreckeisen (1976)によるものである。

岩型名	岩石名
A-1型	単斜輝石含有角閃石はんれい岩
A-2型	黒雲母角閃石石英閃緑岩～トータル岩
A-3型	黒雲母角閃石トータル岩～花崗閃緑岩
A-4型	黒雲母角閃石トータル岩～花崗閃緑岩
A-5型	角閃石黒雲母花崗閃緑岩
A-6型	黒雲母花崗閃緑岩

A-7型 黒雲母優白質花崗閃緑岩

本岩体には、これらの他に、ごく小規模ではあるが斑状黒雲母花崗閃緑岩およびペグマタイトが分布している—これら諸岩石の鉱物組み合わせを、周辺小岩体のものとともにTable 1に示す。Fig. 3のモードQ-Or-Pl図からも明らかなように、田野畑累帯深成岩体構成岩石は、A-1型からA-7型へと、わずかに石英、カリ長石が多くなるが、岩体全体にわたって、カリ長石が少ないのが特徴である。

(1) 構成岩石間の相互関係

構成岩石間の相互関係をFig. 2に示す。各型の岩石は、A-1型のはんれい岩を除いて、互いに漸移関係、あるいは一部貫入、一部漸移の関係にある。A-1型のはんれい岩と他の型の岩石との関係を野外で見出すことができなかったが、その産状から、A-2～A-3型の岩石中に捕獲されていると考えられる。A-2型からA-7型の岩石のうち、漸移関係にあるのは、A-2型とA-3型、およびA-6型とA-7型の岩石である。それらの漸移帯は、前者で約50～100 m、後者で数100 mである。A-4型とA-5型との貫入関係は、田野畑村田代付近において観察される。両者の境界は不明瞭であり、部分的には両者の岩石が混じりあったように見える。田代の北東側(岩体の中心側)では、両者の岩石は識別が困難となり漸移する。A-2あるいはA-3型とA-4型との関係、およびA-5型とA-6あるいはA-7型との関係は、数10 mの近接した露頭間で、岩相が異なることから貫入関係と考えられる。ただし、A-5型とA-6型との関係は、岩体の中心部では漸移的となる。

(2) A-1型 単斜輝石含有角閃石はんれい岩

本岩石は、岩体周縁部に、ごく少量観察される。その産状には異なる2種類がある。一つは、岩体西部のA-2～A-3型岩石が分布する地域で、径1～3 mの転石として観察されるものであり、もう一つは、岩泉町年々沢上流において基盤岩と直接し、露頭として観察されるものである。いずれも、単斜輝石含有角閃石はんれい岩であるが、両者は、その組織と、斜方輝石の有無において異なっている。転石として産するはんれい岩は、粒径が1～2 mmで暗緑色を呈し、風化したものでは、灰白色半自形斜長石が特徴的に観察される。鏡下では、半自形斜長石の間隙を他形のホルンブレンドが

^{*)} A-6, A-7型の岩石は、極めて粗粒(5 mm～2 cm)なため、これらのモード組成は、150 cm²以上のスラブを染色し、2 mm方眼で測定した。染色方法は、Norman (1974)の方法を用いた。ただし、フッ酸によるエッチングとカリ長石の染色のみを行い、斜長石の染色過程を省略した。これは、これらの岩石では、斜長石、石英およびカリ長石の組織が明瞭に異なるため、上記方法によりこれらを容易に区別できるからである。

Table 1. Constituent minerals of the Tanohata zoned pluton and other granitic plutons

PLUTON	ROCK TYPE	ROCK NAME	pl	qz	K-f	opx	cpx	act	ho	bi	mus	ACCESSORIES
TANOHATA	A-1	cpx-berg ho gab	+++	++	+	+	+	+	+++	+		ap mt il sulfide
	A-2	bi-ho qz dio~ton	+++	++	+	+	+	+	+++	+		ap sph mt il
	A-3	bi-ho ton~grd	+++	++	+		+	+	+++	+		ap sph mt il mz
	A-4	bi-ho ton~grd	+++	++	+				+++	+		ap sph mt il
	A-5	ho-bi grd	+++	++	+				+	+		ap sph mt il
	A-6	bi grd	+++	++	+					+		ap sph mt il
	A-7	bi leucogrd	+++	++	+					+		ap sph mt il
OTANABE	O-1	bi-ho grd	++	++	+				+	+		ap opq
	O-2	bi-ho grd	+++	++	+				++	+		ap zr
	O-3	ho-bi gr	++	++	++				+	+		ap opq
MATSUMAESAWA	B-1	cpx-berg ho gab	+++	+			+		++	++		ap sph opq
	B-2	bi-ho dio	+++	+					++	++		ap sph opq
	B-3	bi-ho qz dio	+++	+			+		+++	+		ap sph opq
	B-4	bi-ho qz dio	+++	++	+				++	+		ap sph mz opq
	B-5	bi-ho grd	++	++	+		+	+	++	+		ap sph opq
	B-6	ho-berg bi grd	++	++	++				+	++		ap sph mz opq
	B-7	bi gr~grd	++	++	++					+	+	gar all opq
KAWAGUCHI	K-1	cpx-berg ho gab	+++				+	+	+++			ap sph opq
	K-2	bi-ho qz dio~melagrd	+++	+	+		+	+	++	+		ap sph opq
	K-3	ho-bi grd	++	++	++				+	+		ap sph all opq
UCHINOSAWA		gar-berg two mica gr	++	++	++					+	+	gar ap opq
KOSHIZU		gar-berg bi gr~grd	++	++	++					++		gar ap zr opq

pl, plagioclase; qz, quartz; K-f, K-feldspar; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; act, actinolite; ho, hornblende; bi, biotite; mus, muscovite; ap, apatite; sph, sphene; mt, magnetite; il, ilmenite; gar, garnet; zr, zircon; mz, monazite; all, allanite; opq, opaque minerals. +++, abundant; ++, common; +, present. berg., bearing; gab, gabbro; qz dio, quartz diorite; ton, tonalite; grd, granodiorite; gr, granite; leucogrd, leucogranodiorite; melagrd, melagranodiorite.

Fig. 3. Modal compositions of the rocks from the Tanohata zoned pluton plotted on ternary diagram in volumetric proportions after Streckeisen (1976).

充填する組織を示す。主な構成鉱物は、斜長石、ホルンブレンド、単斜輝石、アクチノ閃石質ホルンブレンド^{*)}である。その他に斜方輝石、黒雲母、硫化鉱物が認められる。ホルンブレンドは単斜輝石との境界付近で淡緑色となり、アクチノ閃石質ホルンブレンドに漸移している。一方、年々沢上流に露頭として分布するはんれい岩には、苦鉄質鉱物と斜長石の量比の変化による、数 cm 幅の不規則なレイアーリングがみられる。主な構成鉱物は斜長石、ホルンブレンド、単斜輝石であり、その粒径は不均質である。ところどころにミクロリチック空隙が認められる。

(3) A-2 型 黒雲母角閃石石英閃緑岩～トーナル岩

この型の岩石は、北西部および東部の岩体周縁部に分布する。岩体東部の基盤岩類との接触部では、トーナル岩から暗緑色の石英閃緑岩～石英はんれい岩（色指数 35）へと移化することがある。この石英はんれい岩は、斜方輝石が認められるが、半自形粒状の斜長石結晶が充填状の石英に取り囲まれており、全体に細粒である点で、A-1 型のはんれい岩と区別できる。

A-2 型の岩石の特徴は、粒径の均一な 2～3 mm の他形～半自形粒状ホルンブレンドに富むことである。また、褐色のスフェーンが認められ、暗色包有物も比較的多く観察される。本岩の主成分鉱物は、斜長石、ホルンブレンド、黒雲母、石英、カリ長石、単斜輝石である。副成分鉱物としては、磁鉄鉱、スフェーン、燐灰石、チタン鉄鉱が認められる。

鏡下での特徴は次のとおりである。自形～半自形斜長石の間を他形の石英が埋める。ホルンブレンドはポイキリティックに斜長石を含むものが多い。黒雲母は他形であり、少量のカリ長石が他の鉱物の粒界を充填している。石英とカリ長石の接触面では、石英の方が自形性がよい。斜長石の累帯構造は普通に認められるが著しくない。ホルンブレンドは他形の小さな単斜輝石を含有するものが多く、また、他形無色～淡緑色のアクチノ閃石～アクチノ閃石質ホルンブレンドを含有するものが観察される。

(4) A-3 型 中粒黒雲母角閃石トーナル岩～花崗閃緑岩

A-3 型の岩石は、主に岩体の北西側に認められ、A-2 型岩石の内側に分布する。本岩は、肉眼的には、A-2 型と後述する A-4 型との中間的な岩相を示す。すなわち、A-2 型に比べて、ホルンブレンドは粒径は変わ

らないが自形性が良くなり、黒雲母は粒径が約 3 mm と大きくなり、モード的にも増加する。

主な構成鉱物は、斜長石、石英、ホルンブレンド、黒雲母、カリ長石、単斜輝石であり、その他に、スフェーン、磁鉄鉱、燐灰石、チタン鉄鉱、モナザイトが認められる。自形～半自形柱状斜長石、半自形のホルンブレンドおよび半自形～他形の黒雲母の間を他形の石英とカリ長石が充填する。斜長石の累帯構造は著しくなく、ホルンブレンドには、まれに累帯構造を示すものが認められる。比較的粗粒のホルンブレンドの中心近くには、他形の小さな単斜輝石やアクチノ閃石が観察されることがある。この単斜輝石は A-2 型の岩石に見られるものに比べて、小さく、また稀である。不透明鉱物のほとんどは、磁鉄鉱であるが、これらの大部分は、ホルンブレンドや黒雲母中に産する。

(5) A-4 型 中～粗粒黒雲母角閃石トーナル岩～花崗閃緑岩

A-4 型の岩石は、A-3 型の岩石の内側の、主に岩体北部に分布する。岩体の南部では、本岩は基盤岩と接して、岩体の周縁部に分布する。この岩石の肉眼的特徴は、5 mm～1 cm の長柱状自形ホルンブレンドと、1～2 mm の細粒柱状自形ホルンブレンドが共存することである。また、本岩には一般に苦鉄質鉱物の弱い定向配列が認められる。特に、岩体南部の基盤岩との境界付近では、ホルンブレンドおよび黒雲母の定向配列が顕著になる。苦鉄質鉱物の量比の異なる幅数 cm～数 10 cm の縞からなるレイアーリングが認められることがある。珪長質鉱物が相対的に多い縞には、褐色のスフェーンも多く認められる。まれではあるが、苦鉄質鉱物がポケット状に濃集していることがある。

主な構成鉱物は、斜長石、石英、ホルンブレンド、黒雲母、カリ長石であり、その他に、磁鉄鉱、スフェーン、燐灰石、チタン鉄鉱が認められる。長柱状および細粒状ホルンブレンド中に、単斜輝石やアクチノ閃石は見られない。長柱状ホルンブレンドの周縁部には弱い累帯構造が認められるが、細粒柱状ホルンブレンドには認められない。斜長石の累帯構造は顕著である。石英とカリ長石の接触部分では、石英の自形性が良い。石英には、石英プールの産状を呈するものがある。不透明鉱物の大部分は磁鉄鉱である。磁鉄鉱とスフェーンはホルンブレンドや黒雲母に伴って産することが多い。岩体南部の基盤岩に接する部分には、二次鉱物として他形の炭酸塩鉱物が観察されることがある。

^{*)} 命名は、EPMA による化学分析値に基づき、Leake (1978) に従う。

(6) A-5 型 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

A-5 型の岩石は、A-4 型の内側に分布し、本岩体中最も広く分布する。本岩の特徴は、粗粒で、ホルンブレンドと黒雲母の量が等しいかあるいは黒雲母の方が多く、A-4 型の岩石に比べてホルンブレンドの量が少ないことである。A-4 型の岩石同様、本岩にも 2 種類のホルンブレンドが認められるが、長柱状ホルンブレンドの量が、A-4 型の岩石のそれよりも少ない。黒雲母は C 軸方向に厚い (2~6 mm) 六角柱状を呈する。本岩にも、苦鉄質鉱物の量の違いによるレイアリングが観察されることがある。また、苦鉄質鉱物が径 1 mm 程度のポケット状に濃集している所が局所的に見られる。

主要構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、ホルンブレンド、黒雲母であり、副成分鉱物はスフェーン、磁鉄鉱、燐灰石、チタン鉄鉱である。累帯構造は斜長石では顕著であるが、ホルンブレンドでは顕著でない。石英は 3~6 mm の石英プールの形で産する。不透明鉱物とスフェーンは、ホルンブレンドや黒雲母の近傍に密接に伴って産し、それらと結晶集合体をつくることがある。

(7) A-6 型 粗粒~極粗粒黒雲母花崗閃緑岩

A-6 型の岩石は A-5 型の内側に分布する。本岩は粗粒~極粗粒で、ホルンブレンドをほとんど含まず、六角柱状の黒雲母を特徴的に含む。石英は径 5~7 mm の石英プールとして産する。主な構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石と黒雲母であり、ホルンブレンドがわずかに認められることがある。副成分鉱物としてスフェーン、磁鉄鉱、燐灰石、チタン鉄鉱が認められる。

斜長石は自形柱状で、累帯構造が著しい。その間に石英プールが点在し、これらの間隙をカリ長石が充填する。黒雲母は、燐灰石や磁鉄鉱を含有することが多く、キンクバンドや波動消光を示すものがある。磁鉄鉱は、燐灰石やスフェーンをともなって結晶集合体を構成することが多い。

(8) A-7 型 極粗粒黒雲母優白質花崗閃緑岩

A-7 型の岩石は、A-5、A-6 型の内側に分布し、岩体の南側では、基盤岩あるいは内ノ沢岩体と直接する。本岩は、石井ら (1955)、加藤 (1977, 1979) の「乙茂型」にほぼ相当する。本岩は極粗粒であり、約 1 cm に達する石英プールや、六角柱状の黒雲母を有する。後者の中には、C 軸方向に 2 cm に達するものも認められる。ホルンブレンドはみられない。本岩においても、苦鉄質鉱物がポケット状に濃集していることがある。石英プールの形態に定向配列が認められることがある。ま

た、本岩には、アブライト~ベグマタイト質脈がしばしば観察される。

本岩の主要構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母である。自形柱状斜長石の間に石英プールが点在し、それらの間隙をカリ長石が埋める。斜長石の累帯構造は A-2~A-7 型のうちで最も著しい。その核部はかなり変質をうけており、微粒の白色雲母が多くできている。また、この白色雲母とは別に、鉱物の粒間にも白色雲母がわずかに認められる。黒雲母には、キンクがあったり、波動消光するものがある。磁鉄鉱は、比較的粒径が大きく、自形性が良い。磁鉄鉱は、燐灰石をともなって結晶集合体として産することが多い。

(9) その他

本岩体には、極く小規模ではあるが、上述の岩石の他に、斑状黒雲母花崗閃緑岩とベグマタイトが観察される。このうち、斑状黒雲母花崗閃緑岩は、岩体南部の小本川沿いの露頭にみられ、2~5 mm 大の自形斜長石斑晶が特徴的に認められる。また、本岩が分布する付近には、幅 30~80 cm の流紋岩脈がみられる。ベグマタイトは、本岩体南部の続石山の北方約 1.2 km 地点に、地質図に示すことができる大きさのものが分布する (Fig. 1)。このベグマタイトは、数 10 cm の石英とカリ長石からなる文象連晶組織を示し、電気石を含有する。

(10) 主要構成鉱物の産状と組織の変化

本累帯深成岩体の周縁部 (A-2 型) から中心部 (A-7 型) への、主要構成鉱物の産状と組織の変化をまとめると次のとおりである。

a. 斜長石: 岩体全体を通じて、構成鉱物のうち最も自形性が良い。岩体中心部の岩石のものほど自形性が良く、累帯構造が著しくなる傾向がある。

b. 斜方輝石: A-2 型の岩石のごく一部に産する。他形。

c. 単斜輝石: A-2、A-3 型の岩石のホルンブレンド中に産する。粒径は、A-2 型より A-3 型のものの方が小さくなる。単斜輝石とホルンブレンドの境界部はアクチノ閃石質ホルンブレンドとなることが多い。

d. ホルンブレンド: A-2 型の岩石では、2~3 mm の粒状、A-3 型の岩石では、2~3 mm の短柱状、A-4 型の岩石では 1 cm の長柱状および 1~2 mm の細粒柱状、A-5 型の岩石では、5 mm 前後の長柱状および 1~2 mm の細粒柱状、A-6 型では粒径およびモード量が減少し、A-7 型では認められなくなる。累帯構造は、A-4、A-5 型の長柱状ホルンブレンドに認められるが、他のものでは顕著でない。

石と石英の粒界に沿って伸長しているものが多い。累帯構造の著しい自形褐簾石が、しばしば認められる。

(2) 太田名部岩体

本岩体は、田野畑累帯深成岩体北東側の太平洋岸に分布する、南北約 10 km、東西約 4 km の岩体である。本岩体は調査地域内においては、主に黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (O-1, O-2 型) と角閃石黒雲母花崗岩 (O-3 型) からなる (Fig. 4)。その鉱物組み合わせを Table 1 に示す。これらの岩石はいずれも漸移関係にある。その肉眼的特徴は、全体に暗灰緑を呈し、石英がやや黄色味を帯び、カリ長石は淡桃色を呈することが多いことである。特に、岩体東部に分布する O-3 型の岩石中にみられるカリ長石はその傾向が強い。本岩体の岩石は、加藤(1977)が指摘するように、I 帯(片田, 1974)に分布する花崗岩類の特徴を持つ。O-1 型岩石中の黒雲母は、径約 2 mm の六角板状で、肉眼的にもその輪郭が明瞭であるが、ホルンブレンドの輪郭ははっきりしない。この黒雲母の Z 方向の軸色は赤褐色を呈する。O-2 型の岩石は、岩体の南側に分布し、O-1 型に比べ、ホルンブレンドが多く、やや優黒質である。構成鉱物の粒径は部分的に不均一であり、ホルンブレンドにも、径約 5~8 mm の長柱状のものと、約 1~2 mm の細粒のものがある。O-3 型岩石中のホルンブレンドにも、同様に、径約 1 cm の長柱状のものと、1 mm 以下の細粒のものがあると認められる。O-3 型岩石中にみられるパーサイト化したカリ長石は、自形の斜長石や半自形の石英を包有している。黒雲母は、石英中に包有されたり、石英と石英、石英と斜長石の粒界に産することが多い。

(3) 松前沢岩体

本岩体は、田野畑累帯深成岩体の東縁に分布する、南北約 8 km、東西約 2 km の小岩体である。その分布位置は、田老断層の延長上にあたり、岩体の中央部にはプロトクラシック組織が発達している。破碎面は南北走向で、40°~60°西に傾斜している。本岩体を構成する岩石の大部分は、アブライト質の黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩 (B-7 型) であり (Fig. 4)、その鉱物組み合わせは Table 1 のとおりである。本岩中の黒雲母は針状を呈し、Z 方向の軸色は赤味を帯びている。カリ長石は淡桃色を呈することが多い。少量ではあるが、白色雲母と自形のザクロ石が普遍的にみられる。本岩は局所的に、ホルンブレンドを含む花崗閃緑岩 (B-6 型) に漸移する。この他に、単斜輝石含有角閃石はんれい岩 (B-1 型)、黒雲母角閃石閃緑岩 (B-2 型)、黒雲母角閃石石英閃緑岩 (B-3, B-4 型) および黒雲母角閃石

花崗閃緑岩 (B-5 型) が局所的に分布する (Fig. 4)。これらは、B-6, B-7 型の岩石中にブロック状に取り込まれている。ただし、B-4 型の岩石と B-7 型の岩石との関係は不明である。B-4 型の岩石には約 1 cm の長柱状ホルンブレンドがみられ、なかには 3~4 cm に達するものもある。この B-4 型に岩石は、太田名部岩体の O-2 型岩石とその岩相が似ている。太田名部岩体と同様、本岩体の岩石も、I 帯(片田, 1974)に分布する花崗岩類の特徴を有する。

(4) 内ノ沢岩体

本岩体は、幅約 50~500 m で、田野畑累帯深成岩体の南縁に分布する。田野畑累帯深成岩体との境界は明瞭である。本岩の K-Ar 年代は 113 Ma (河野・植田, 1965) を示し、田野畑累帯深成岩体のそれより若い活動時期を示す。本岩体を構成する岩石は不均質なアブライト質ザクロ石含有両雲母花崗岩であり、特に、岩体北西部の内ノ沢では、多量の白色雲母やザクロ石を含有している。その鉱物組み合わせは Table 1 のとおりである。本岩は、基盤岩との接触部ではミグマタイト様の岩相を示し、基盤岩を構成するチャートや砂岩質ホルンフェルス中に染み込んだようにみえる。黒雲母と白色雲母は相伴って産し、共に他形~半自形であるが、後者の方が自形性が良い。ザクロ石は虫くい状である。

(5) 高清水岩体

本岩体は、田野畑累帯深成岩体の南西約 1 km に分布する、南北約 3 km、東西約 1.5 km の小岩体である。本岩体を構成する岩石は、細~中粒のザクロ石含有黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩である。その肉眼的特徴は、岩体全体にわたって岩相が均質であることと、径約 2 mm のザクロ石を普遍的に含むことである。

IV. 考 察

田野畑累帯深成岩体の地質学的、記載岩石学的特徴に基づき、本岩体の形成機構および主要構成鉱物の晶出順序について検討する。

岩体周縁部から中心部へ、すなわち、A-2 型から A-7 型の岩石へのモード組成変化を Fig. 5 に示す。各測線の位置を Fig. 1 に示す。測線 A-A' と C-C' は岩体をほぼ東西に横切ったもので、測線 B-B' はほぼ南北に切ったものである。これらの図の縦軸は累算のモード%を表わし、断面図上の短い縦棒は、岩石採取地点を示す。いずれの測線においても、モード組成は岩体周縁部から中心部に向かって連続的に変化している。全体的に、ホルンブレンドは減少し、石英、カリ長石

Fig. 5. Profiles of modes along traverses A-A' (a), B-B' (b) and C-C' (c). Traverses are shown in Fig. 1.

ROCK TYPE	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7
C. I.	68~40	27~21	23~10	15~7	9~5	6	7~4
MINERAL ASSEMBLAGE	Pl						
	Opx						
	Cpx						
	Ho						
	Bi						
	Qz						
	K-F						
MODE	Ho	60~30	24~12	12~6	8~4	2~0.3	0.1~0
(v%)	Bi	0.1~0	11~8	6~2	5~2	5~2.5	5
PI(CORE)An%		91~86	60~52	58~40	50~39	45~30	44~30
							35~28

Fig. 6. Summary of petrographic properties of the Tanohata zoned pluton. C.I., color index; An, anorthite contents of plagioclase core.

は微増している。斜長石と黒雲母のモード%はほぼ一定している。変化の大きいホルンブレンドについてより詳しくみると、岩体周縁部の A-2 型では、そのモード%は 24~12 であるが、A-3 型で 12~6%、A-4 型で 8~4% と減少し、A-5 型では黒雲母のモード%より少なくなり、A-6 型で 0.1% 以下となり、A-7 型ではホルンブレンドは出現しなくなる。このような本累帯深成岩体が示すモード組成変化は、A-2 型から A-7 型の岩石が、漸移ないし一部貫入一部漸移関係にあるという地質調査結果と調和的である。

このような田野畑累帯深成岩体の地質および記載岩石学的特徴をまとめたものを Fig. 6 に示す。構成岩石の色指数は、岩体周縁部 (A-2 型) の約 25 から、A-7 型の約 5 まで連続的に減少する。主要構成鉱物の粒径は、2~3 mm (A-2 型) から 5 mm~2 cm (A-7 型) と漸次増加している。また、EPMA による分析結果 (林, 1982) によれば、斜長石核部の組成は、岩体周縁部 (A-2 型) での An_{60-52} から、中心部 (A-7 型) の岩石での An_{35-28} へと連続的に変化し、ホルンブレンドおよび黒雲母の Fe/Fe+Mg 値も連続的に変化している。さらに、全岩化学組成もなめらかな変化経路を示す (加藤, 1977; 林, 1982)。したがって、以上述べた事実か

ら、田野畑累帯深成岩体を構成する岩石 (少なくとも A-2~A-7 型の岩石) は、同一マグマの分化作用により形成されたと考えられる。

田野畑累帯深成岩の諸岩石は、同一マグマ起源と考えられるため、それらの構成鉱物組み合わせの変化から、その晶出順序を推定することができる。主要構成鉱物の組み合わせは、Table 1 および Fig. 6 のように変化している。また、単斜輝石は、ホルンブレンド中に産するが、A-2 型より A-3 型のものの方が小さくなり、A-4 型ではホルンブレンド中に単斜輝石はみられなくなる。このようなことから、苦鉄質鉱物の晶出順序は、斜方輝石、単斜輝石、ホルンブレンド、黒雲母の順であった。石英とカリ長石については、両者の接合部において、石英の自形性が良いこと、カリ長石は常に他の主要構成鉱物の粒界を充填していることから、石英の方がカリ長石よりも早期に晶出したと考えられる。斜長石は、構成鉱物中最も自形性が良いことから、リキダス相と考えられる。以上のような鉱物組み合わせの変化と組織から、田野畑累帯深成岩体の主要構成鉱物の晶出順序は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、ホルンブレンド、黒雲母、石英そしてカリ長石の順であったと推定される。

V. ま と め

1. 従来、田野畑岩体と呼ばれた花崗岩質深成岩体は、その岩体主要部とは活動時期および岩質が異なる幾つかの小岩体を含めて定義されていた。

2. これらの小岩体を除外した岩体は、その周縁部から中心部に向かってより珪長質粗粒となる典型的な累帯深成岩体である。これを田野畑累帯深成岩体と定義した。

3. 田野畑累帯深成岩体は、7つの岩石型(A-1~A-7型)に区分できる。A-1型のはんれい岩を除くこれらの岩石は、野外における相互関係、モード組成や鉱物組み合わせ等の連続的な変化から判断して、同一マグマの分化作用により形成されたものである。

4. 鉱物組み合わせの変化および鉱物の産状から判断して、田野畑累帯深成岩体における主要構成鉱物の晶出順序は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、ホルンブレンド、黒雲母、石英、カリ長石の順である。

謝 辞 本研究は東北大学修士論文の一部である。本研究を進めるにあたり、東北大学理学部、植田良夫名誉教授、青木謙一郎教授、吉田武義博士、藤巻宏和博士から御指導いただいた。琉球大学理学部加藤祐三助教授からは、有益な御助言をいただいた。東北大学理学部村田守博士(現在、理学電機工業 株)には、度々御討論、御助言をいただき、また、原稿を読んでいただいた。東北大学教養部蟹沢聰史教授ならびに東北大学理学部吉田武義博士には、原稿を校閲していただいた。現地調査においては、熊谷安德氏をはじめ、岩手県田野畑村、岩泉町、普代村の方々に大変御世話になった。以上の方々に深く感謝申し上げる。

引 用 文 献

林 歳彦(1982), 北部北上山地, 田野畑 Zoned Pluton の岩石学的研究, 昭和56年度岩鉱学会講演要旨。

石井清彦, 千藤忠昌, 植田良夫(1955), 岩手県北部北上山地田野畑花崗岩体の多様性, 岩鉱, **39**, 177-189.

Ishii, K., Sendo, T. and Ueda, Y. (1956), The diversity of the Tanohata granitic mass, northern Kitakami mountains, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **5**, 153-167.

加納 博, 秋田大花崗岩研究グループ(1978), 花崗岩ブルトンの構造岩石学(I)—北上山地のしずく形ブルトン—, 岩鉱, **73**, 97-120.

片田正人, 大貫 仁, 加藤祐三, 蟹沢聰史, 小野千恵子, 吉井守正(1971), 北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分, 岩鉱, **65**, 230-245.

片田正人(1974), 北上山地の白亜紀花崗岩類—岩石記載と帯状配列—, 地調報告, **251**, 121-133.

片田正人, 金谷 弘(1980), 北上山地白亜紀深成岩類のK, Rb, Sr, Th, Uについて, 岩鉱, **75**, 173-185.

加藤祐三(1977), 北上山地, 岩泉・太田名部花崗岩体の岩石学, 岩鉱, **72**, 443-452.

加藤祐三(1979), 北上山地, 岩泉・階上・宮古花崗岩類の化学的性質—特に「乙茂型」花崗岩類について—, 地質学論集, **17**, 273-280.

加藤祐三, 岩沢久則(1981), 北上山地, 階上花崗岩体の岩石学, 岩鉱, **76**, 147-155.

河野義礼, 植田良夫(1965), 本邦産火成岩のK-Ar dating (II)—北上山地の花崗岩類—, 岩鉱, **53**, 143-154.

Leake, B.E. (1978), Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **63**, 1023-1052.

Norman, M.B. (1974), Improved techniques for selective staining of feldspar and other minerals using amaranth. *J. Res. U. S. Geol. Survey*, **2**, 73-79.

Streckeisen, A. (1976), To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, **12**, 1-33.

杉本幹博(1972), 北部北上山地, 葛巻構造線および田老構造線について, 東北大地質古生物研報, **73**, 97-109.

杉本幹博(1974), 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究, 東北大地質古生物研報, **74**, 1-48.