原著論文

南部阿武隈山地竹貫地方にみられる角閃岩の花崗岩化作用*

小倉 義雄**

(1956年5月2日受理)

On the Granitization of Amphibolite from the Takanuki
District, Southern Abukuma Plateau

Yoshio OGURA

(Abstract)

In the present paper is described the gneissose quartz-diorite formed by the granitization of amphibolite in the vicinity of Takanuki village, Southern Abukuma Plateau.

1) The granitization process is characterized by the gradual increase of grain size and felsic minerals: e. c. amphibolite→fine-grained quartz-diorite→medium-grained quartz-diorite→coarse-grained quartz-diorite or granodiorite.

The structural elements of the original rocks (schistosity, lineation) are, however, retained throughout the granitization process.

2) The original amphibolite is almost lacking C-twin of plagioclase, while the plagioclase twinning in the granitized rocks shows the intermediate nature of the typical igneous and metamorphic plagioclases. The frequency of C-twin generally increases in more granitized rocks.

3) The plagioclase of the amphibolite and granitized rocks seem to belong to the low temperature form after TUTTLE and BOWEN and the natural form after GOODYEAR and DUFFIN.

4) The chemical variation of the granitization series is very similar to those of some calc-alkaline volcanic series.

5) As the granitization process, the original common hornblende gradually changed to hastingsitic hornblende.

1. ま え が き

近年花崗岩化作用の研究が、盛んに行われているが、塩基性岩の花崗岩化作用については、割合に研究が少い。筆者は数年来南部阿武隈山地竹貫地方にみられる塩基性岩の花崗岩化作用に興味をもち、研究して来たので、その一部を報告する。

* 昭和31年4月4日 日本地質学会年会にて講演

** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室
地質学雑誌 第62巻 第734号 1956年11月

当地方には、角閃岩及び変輝緑岩を原岩とする、2種類の花崗岩化岩石があるが、本論文では前者についてのべる。

すなわち、おそらく塩基性火成岩から変つたと思われる、角閃岩を原岩とする片麻状石英閃緑岩類についてのべる。

2. 地 質 概 説

この地方の主な研究には、古くは小藤文次郎 (1893) ついで杉健一 (1935)・牛来正夫 (1944)・都城秋穂 (1953) などのものがある。

本地域の東半分には御斎所緑色片岩類 (緑色片岩～角閃岩) が、また西半分には、竹貫片麻岩類が分布し、その間に宮本複合岩体が介在している。御斎所街道を、東から西にむけて、変成度が次第に高くなっている。

御斎所緑色片岩類の片理は、走向が N～S (E・W に 10° 位ずつふれる) で、傾斜は殆んど直角に近い。竹貫片麻岩類は構造が複雑で、場所によつて異なるが、全体として走向は、NNW～SSE で、傾斜は NE 50° 前後のことが多い。御斎所・竹貫両変成岩の接触部附近の分布状態や構造から、両者間に、時代的の大きな距りはないものと思われる¹⁾。宮本複合岩体は、両変成岩類の境附近に出ており、両者に対してほぼ concordant である。変成岩類のリニエーションについては、宮本複合岩体を境として、東側は北落し (一部南落し) 西側は東落しで、ほとんど直角に喰い違つており、複合岩体に近づくと、両側とも乱れる傾向がある。宮本複合岩体は、大別して、東半分を構成する中性～塩基性岩類と、西半分の酸性岩類にわけられ、各々更に多くの岩型にわけることが出来る。

第1図 古殿附近地質図

1: 石英閃緑岩類 (花崗岩化岩体), 2: トロニウム岩類 (宮本複合岩体), 3: 角閃岩, 4: 石灰岩, 5: 黒雲母片麻岩類, 6: リニエーション

T: 竹貫, Y: 横川, F: 古殿, M: 宮前, S: 篠久保, D: 百目鬼, Qd: 石英閃緑岩類

3. 野外における産状

問題の花崗岩化岩体は、竹貫部落の北約 1 km の古殿附近にみられる。此の附近の地質は、おもに黒雲母片麻岩から成っており、時に角閃岩の薄層を夾んでいる。此の附近の片麻岩類は、宮本複合岩体の東部にある片麻岩類にくらべて、石英の含有量が多く、またしばしば鉄礫石榴石を含む。片理の一般走向は、N 40°W で、北東に約 60° の傾斜を示す (第1図)。

角閃岩起源の花崗岩化岩体 (片麻状石英閃緑岩) は、ほぼ N 30°W の走向で、片麻岩中に介在しており、最も巾の広い所で約 30 m、両端になるにつれてせまくなっている。この岩体の走向に、ほぼ直角方向の露出では、原岩と考えられる角閃岩から、最も花崗

1) 御斎所変成岩が上位、竹貫片麻岩が下位とされている。

岩化作用の進んだと思われる粗粒の片麻状石英閃緑岩に至るまで、連続的に漸移しており、片状面の走向は一般に、 $N 40^{\circ}W$ で $60^{\circ}NE$ の傾斜を示し、またリニエーションは $SE 60^{\circ}$ で、まわりの片麻岩の構造とほぼ一致している。しかし、この岩体を境にして、その北側と南側の片麻岩の構造に、所により多少の乱れを示す部分があるが、これは、局所的な現象で、全体的には、花崗岩化岩体とまわりの片麻岩とは、構造的に一致しており、リニエーションも、一様に南落しである。

大きくみた場合、この花崗岩化岩体の NE 側の片麻岩中に夾まる角閃岩は、花崗岩化岩体から遠いものは、 $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ}W$ の走向を示すが、岩体に近いもの程 $N 40^{\circ} \sim 50^{\circ}W$ を示す傾向があり、更にこの岩体の SW 側の片麻岩は、その中に夾まれる石灰岩の分布からみて、全体的に大きな dome 構造を作っているようである。この角閃岩源の花崗岩化岩体のしめる位置は、花崗岩化作用を受ける条件の問題とも関連して、興味あることである。

花崗岩化岩体の走向に、直角方向の露出では、前述のように、黒雲母片麻岩中に夾まれた、細粒・黒色の角閃岩が、10 m 内の間に、粗粒の片麻状石英閃緑岩にまで漸移している。角閃岩から離れるにつれて、肉眼的に、次第に角閃岩の粒度は粗になり、筆者の名付けた、細粒型・中粒型・粗粒型と連続的に、同じ片麻状構造を示す石英閃緑岩に漸変している（図版 1 参照）。

細粒型石英閃緑岩中には、 10×20 cm 前後の角閃岩塊が、見られる部分がある。両者の境は不明瞭で、また角閃岩の片理と、周りの細粒石英閃緑岩の片理とは一致している（第 2 図）。又粗粒型の片麻状石英閃緑岩中に、捕獲岩状に 50×40 cm 位の、角閃石・黒雲母のみから成る部分がある（第 3 図）。この部分も、周りの花崗岩質の部分とは、同じ片状構造を示し、またその中には部分的に、石英だけが集っている所もみられる。

なおこの花崗岩化岩体の一部には、花崗岩質網状脈をもつた変輝緑岩様岩石が、その片理に、sub-concordant な関係で伴われることがある（第 4 図）。この網状脈は、変輝緑岩の花崗岩化作用によつてできたものと考えられるが、この問題については、他の機会に発表する。又花崗岩化岩体中の一部には、その片理を切つて、変斑礫岩が侵入している部分が見られる。この場合、その境には約 8 mm の巾で、黒雲母が濃集している。この変斑礫岩は、その岩石学的性質より、宮本複合岩体の塩基性岩と同じものと考えられるものである。

第 2 図 細粒型石英閃緑岩中のレリクト様角閃岩
A: 角閃岩, Qd: 石英閃緑岩

第 3 図 粗粒型石英閃緑岩中の捕獲岩様角閃石・黒雲母岩

Qd: 石英閃緑岩, Hb: 角閃石・黒雲母岩, T: 漸移帯 (Qd と Hb の間), Q: 石英

第 4 図 粗粒型石英閃緑岩中の変輝緑岩及びその中の網状脈

Qd: 石英閃緑岩, Md: 変輝緑岩, Nv: 網状脈

4. 岩石学的性質

花崗岩化岩体の原岩である角閃岩は、黒色・細粒で、片状構造がよく発達している。これを、この附近の他の角閃岩に比してみると、他の角閃岩は、やゝ緑色をおび、常に多くの石英細脈を伴い、比較的粗粒であるのに対して、この角閃岩は、石英脈を伴わず、細粒で、少量の黒雲母を有し、ちみつな性質を示す。この角閃岩に次第に無色鉱物が目立つたものが細粒型石英閃緑岩で、約 1mm 単位の細い縞で、無色鉱物と有色鉱物が交互に配列し、片麻状の様相を呈す。また黒雲母が増えてくる。中粒型では、この様な縞の巾が 2~3mm に拡がり、また石英と黒雲母が顕著になる。粗粒型では、有色鉱物の片麻状配列を除いては、通常の石英閃緑岩と異なる所はない(図版 1 参照)。

鏡下での各型の鉱物容量比は、次のようである(第 1 表)。

第 1 表 古殿花崗岩化岩石中の鉱物容量比

	Q	Pl	Pot-Fel	Bi	Ho	Chl	Tit	Acc
1	1.0	49.1	—	4.9	40.8	1.2	0.2	2.8
2	17.8	47.8	0.8	16.7	15.8	0.2	0.7	0.2
3	18.1	51.4	2.5	13.3	12.8	0.3	1.3	0.8
4	21.7	53.7	5.8	10.9	6.3	0.4	0.8	0.4

1: 角 閃 岩 2: 細粒型石英閃緑岩 3: 中粒型石英閃緑岩
4: 粗粒型石英閃緑岩 (各々 6 枚の薄片の平均値)

1) 角 閃 岩

角閃石・斜長石及び少量の黒雲母からなり、時にわずかの石英を含む。稀に大きな斑晶状の斜長石・角閃石が認められる。鉱物容量比(第 1 表)、化学分析値(第 3 表)及び角閃石の化学成分(第 4 表)を表に示す。本岩は一見したところ、当地方一般の角閃岩と似ているが、時に残斑状の大型斜長石・角閃石を伴っており、恐らく塩基性火成岩から変つたものと考えられる。

角閃石: 細粒・粒状・不規則の結晶、方向性をもつて配列、時に relic 様の半自形の比較的大きい結晶がある。化学的・光学的性質は表に示す。

黒雲母: 褐色の小さい flake で、角閃石と平行に方向配列を示す。殆んど緑泥石に変つている。 $r=1.658\pm$ 。

斜長石: 小さい粒状の結晶で、殆んどアルバイト式双晶を示している。時に relic 的のやゝ大い結晶が在するが、これは粒状のものに比して、An 分で 8~10 位基性である。

石英: 小型粒状、間充的に少量散在している。

その他: 磁鉄鉱・チタナイト・磷灰石などを含む。

2) 細粒型片麻状石英閃緑岩

粒状の斜長石・石英・黒雲母・角閃石および時に少量の加里長石からなる。有色鉱物は大体一定方向に配列して、片理を作っている。

角閃石: 細粒~中粒の粒状不規則の結晶、多色性・複屈折は著しくない、比較的大きい結晶は、時に小さい黒雲母片を数多く含む。

図 版 説 明

1. 角閃岩(古殿)実物大	5. 角閃岩(古殿)×80
2. 細粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)実物大	6. 細粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)×80
3. 中粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)実物大	7. 中粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)×80
4. 粗粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)実物大	8. 粗粒型片麻状石英閃緑岩(古殿)×80

黒雲母：細粒～中粒の flake で、角閃石にともなっている。比較的自形に近く、二次的の変質は少い、時に、いくつかの flake が、斜長石の結晶をすつかり取囲んで、成長していることがある。X—帯黄褐色、Y=Z—暗褐色、 $r=1.650\pm$ 。

斜長石：小型の粒状結晶、殆んどアルバイト式双晶を示し、累帯構造はほとんど示さない、時に、アルバイト—カールスバッド式双晶を示す、relict 的の大きな結晶が散在しており、これらは、撓曲している（第5図）。

石英：間充的に、不規則に分布する。波動消光は著しくない。

加里長石：正長石（稀に微斜長石）で、斜長石の間を充し、斜長石は時に、ミルメカイトを作っている。

其の他：チタナイト・褐簾石・磷灰石・ザーコンなどを含む。

3) 中粒型片麻状石英閃緑岩

粒状の斜長石・石英・黒雲母・角閃石及び少量の加里長石から成る。所により、部分的に比較的大きな斜長石・石英の結晶から成る部分が、ポケット状に、通常の組織の間に混在している。

角閃石：中粒～粗粒の柱状又は、半自形の結晶で、かなり定方向配列を示している。時に、粒状の斜長石結晶を含んでいる。

黒雲母：褐色～暗褐色の色々な大きさの flake で、配列はかなり不規則である。或る部分にかたまつて存在していることがある。複屈折は著しくない。X—淡褐色、Y=Z—暗褐色、 $r=1.641\pm$ 。

斜長石：通常細粒～中粒の粒状結晶、時に、いくつかの大きな結晶が散在しており、これらは絹雲母に変質した基性の核を持っている（第6図）。基性の核と酸性の周縁部の境は明瞭で鋭く、周縁部は常に新鮮で、絹雲母化

作用などは受けておらず、基性の核は、通常の粒状斜長石に比して、An 分で 10～20 位基性である。通常の粒状結晶のものは、殆んどアルバイト式双晶を示し、その中に石英の微粒を含むことが多い。

石英：不規則の中～大型の間充結晶で、比較的波動消光は著しい。

加里長石：正長石で、間充的に存在し、その近くの斜長石は、ミルメカイト構造が著しい。

其の他：チタナイト・磷灰石をかなり多く含む。

4) 粗粒型片麻状石英閃緑岩

一つ一つの結晶粒が大きく成長しているが、形はかなり不規則である。斜長石・石英・黒雲母・角閃石・加里長石から成り、有色鉱物は方向配列をしている。

角閃石：中～大型の柱状良結晶又は、不規則結晶、光学的性

質は、宮本複合岩体の閃緑岩及び石英閃緑岩の、角閃石に似ている。

黒雲母：褐色～暗褐色の半自形の結晶、複屈折・多色性や著しい。しばしば、磷灰石の小粒を含む。X—帯淡黄褐色、Y=Z—暗褐色、 $r=1.645\pm$ 。

斜長石：大型の粒状結晶、C-双晶を示す率が、これまでの石英閃緑岩より多くなってくる。稀に累帯構造を示すものが認められ、又黒雲母・石英粒を含むことが多い。

石英：大きな間充的の不規則の結晶、時に、斜長石・正長石のへき開にそつて入り込んでいる。波動消光が、

第5図 細粒型石英閃緑岩中の撓曲を示す残晶状斜長石 ×120

第6図 中粒型石英閃緑岩中の中心部が絹雲母に変質した残晶状斜長石 ×80

比較的著しい。

加里長石：正長石で，間充的，通常新鮮である。細・中粒型のものに比して，量は多く，またその近くの斜長石は，著しいミルメカイトになっている。

その他：チタナイトが多く，脈状に片理方向に分布していることがある。又粒状の燐灰石も著しい。

5. 花 崗 岩 化 作 用

前述したように，問題の片麻状石英閃緑岩は，角閃岩と漸移関係を示しており，また，それ等の片理・線構造はよく一致しており，それらと周りの黒雲母片麻岩類との構造も，よく一致している。

細粒型片麻状石英閃緑岩中に認められる，捕獲岩様の角閃岩も，そのまわりの岩石と同じ構造を持つており，その岩石学的性質も前述の角閃岩と，よく似ている。鏡下で特徴的なことは，石英閃緑岩類は，いずれも変成岩的な組織をもっていることで，最も花崗岩質の粗粒型のものでも，斜長石は，かなり不規則形である。鉍物の晶出順序をみると，有色鉍物が，斜長石を取囲んでいたりと，石英は，黒雲母より早期に晶出していたり，斜長石の或るものが，他の鉍物粒間を，間充的に充していたり，また，その中に石英結晶を含んでいたりと，マグマの正規の結晶順序を示していない。黒雲母の配列も，特徴的で，普通の花崗岩質岩石にみられるように，均一の分布ではなく，局部的に集まっていることがある。

以上述べたことから考え，問題の石英閃緑岩質岩石は，角閃岩の花崗岩化作用によつてできたものと考えるのが，最も妥当と思われる。このことは，次に述べる，斜長石の双晶様式からも支持される。

斜長石の双晶については，次のような点が注目される。本岩類中の斜長石の双晶に関する性質を，牛来正夫による U-A-C 三角図表を用いて示してみると第7図のようである。即ち，一般に典型的な火成源斜長石と変成源斜長石の中間の性質を示し，また角閃岩から，より花崗岩質（粗粒）のものになるに従つて，C-双晶は増加する傾向がある。このことは，花崗岩化作用の進行に伴つて，若干再

第7図① 単晶 (U)・A-双晶 (A)・C-双晶 (C) の割合

○：角閃岩

●：中粒型石英閃緑岩

② 斜長石の平均成分と C-双晶の頻度との関係

●：細粒型石英閃緑岩

◐：粗粒型石英閃緑岩

溶融が行われたことを示すものと思われる。なお、本岩中のカールスバッド双晶を示す。大型結晶の中には、著しく撓曲していたり、著しい累帯構造をもっている、原岩(塩基性火成岩か)の relic と思われるものもある。

なお、本岩中の斜長石は、次に述べるように、いわゆる低温型に属するもののようであり、このことは、本岩類が花崗岩化作用によつてできたという考えと、むじゅんしない。角閃岩から、粗粒型石英閃緑岩までの、

各岩型の斜長石を、Philip Geiger カウンターを用いて記

録し (30 kV・15 mA 8~1~4), 同時にX線粉末写真(19 mm 直径カメラ, Ni-フィルター, $\text{CuK}\alpha=1.5418 \text{ \AA}$, 40 kV, 20 mA, 8~9 時)によつてしらべた。その結果によると、問題の諸岩石の斜長石は、TUTTLE 及び BOWEN が“N, L, C”を用いて作つた図表による、低温型に属するようである(第8図)。また GOODYEAR と DUFFIN の作つた図表では、天然試料の描く線と一致する傾向を示す(第9図)。また斜長石の光軸角を、TUTTLE 及び BOWEN の図に投入してみると、その結果も、低温型に属するもののようである。

第2表 古殿花崗岩化岩石中の斜長石のX線的及び光学的性質

	An (%)	A-B	C-D	C-E	F-G	132-131	2V
1	43	1.3	1.6	2.2	1.6	1.8	—
2	37	1.3	1.7	2.3	1.4	1.7	-87
3	34	1.3	1.7	2.2	1.4	1.7	-85
4	32	1.4	1.6	2.2	1.5	1.7	-83
5	31	1.4	1.6	2.2	1.5	1.7	-82

1: 角閃岩

3: 中粒型石英閃緑岩

2: 細粒型石英閃緑岩

4, 5: 粗粒型石英閃緑岩

第8図 古殿花崗岩化岩石中の斜長石の $2\theta(132) - 2\theta(131)$ と成分の関係 (TUTTLE 及び BOWEN による)

○: 角閃岩 ●: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩 ⊙: 粗粒型石英閃緑岩

第9図 (A) 古殿花崗岩化岩石中の斜長石の成分と A-B 反射の分離 (GOODYEAR 及び DUFFIN による)

○: 角閃岩 ●: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩 ⊙: 粗粒型石英閃緑岩

第9図 (B) 古殿花崗岩化岩石中の斜長石の成分と C-D-E 反射の分離 (GOODYEAR 及び DUFFIN による)

6. 化 学 的 性 質

I. 主 成 分

角閃岩および各型の片麻状石英閃緑岩について、各々4ヶの岩石を混合した試料を用いて分析し、その結果で、各型を代表させた。

各岩石の分析値(重量%)を、BARTHのCation in Standard Cell及び、ESKOLAのCation Percentageに計算して、イオンの形にし、それをつかつて変化図を作ってみた。図では、横軸に各岩石中の有色鉱物比をとり、Cation%の変化を示した(第10図)。それによると、この花崗岩化作用の過程では、イオンによつては、非常に動きの大きいもの、規則性をもつて増減するもののあることがわかった。例えば、花崗岩化作用の、より進んだ方向にむかつて、Si, Naは直線的に増加する

が、Ca, Fe⁺⁺, Mgは、その反対に直線的に減少している。Total Feは減少の傾向を示しているが、Fe⁺⁺⁺は、より花崗岩化の進んだものの方が、増加を示す傾向にある。Kは増加の傾向にあるが、直線的ではない。Alの動きは、かなり不規則である。

一方前述のように、花崗岩化岩体中に、角閃石・黒雲母だけからなる部分(角閃石

第10図 古殿花崗岩化岩石の成分変化

A: 角閃岩 C: 中粒型石英閃緑岩
B: 細粒型石英閃緑岩 D: 粗粒型石英閃緑岩

第3表 古殿花崗岩化岩石の化学成分

	1	2	3	4
SiO ₂	49.41	57.13	58.02	60.37
TiO ₂	1.87	0.88	0.85	0.80
Al ₂ O ₃	16.64	16.82	17.70	17.04
Fe ₂ O ₃	3.01	2.27	3.53	3.39
FeO	7.82	4.13	2.33	1.86
MnO	0.06	0.04	tra.	tra.
MgO	5.93	4.26	3.80	3.34
CaO	9.50	7.74	7.19	6.82
Na ₂ O	3.02	3.65	3.82	4.01
K ₂ O	1.09	2.51	2.04	1.85
H ₂ O ⁺	1.32	0.51	0.64	0.57
H ₂ O ⁻	0.57	0.26	0.23	0.14
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.16	0.08
total	100.34	100.39	100.31	100.27
Sp.Gr	2.84	2.80	2.78	2.77
Maf. %	49.9	33.6	28.0	19.6

(小倉義雄分析)

1: 角閃岩 (古殿)
2: 細粒型石英閃緑岩 (古殿)
3: 中粒型石英閃緑岩 (古殿)
4: 粗粒型石英閃緑岩 (古殿)

第 11 図 鳥海火山熔岩と古殿花崗岩化岩石との化学成分変化の比較

実 線：勝井義雄による鳥海火山帯熔岩

各標示：古殿花崗岩化岩石

A：角 閃 岩

B：細粒型石英閃緑岩

C：中粒型石英閃緑岩

D：粗粒型石英閃緑岩

第 12 図 Yellowstone volcanic rocks (実線) 及び Lower California plutonic rocks (点線) と古殿花崗岩化岩石 (各標示) との化学成分の比較 (実線及び点線は E. S. LARSEN による)

A：角 閃 岩

B：細粒型石英閃緑岩

C：中粒型石英閃緑岩

D：粗粒型石英閃緑岩

は $2V = -72^\circ$, 無色に近く, 黒雲母は屈折率が高く, 赤褐色を示し, 花崗岩化岩体のものとは, 明らかに区別される) があるが, これは K の添加を伴った Fe, Mg, Ca 成分の濃集した部分と解される。

このような、角閃岩源の花崗岩化岩石系列の成分変化を、カルク・アルカリ火山岩系列の成分変化と、比較してみると、次のような興味あることがわかる。即ち、この花崗岩化系列の成分変化は、日本の例では、伊豆・箱根地方や那須帯の火山岩のそれとは、かなり性質を異にしているが、鳥海火山帯の岩石の成分変化とは、かなりよく一致する傾向がある。即ち、花崗岩化系列の、**total Fe₂O₃**が、鳥海火山帯のものに比してやや少いだけで、他の成分の変化は、殆んど一致している（第11 図）。

第4表 古殿花崗岩化岩石中の角閃石

	1	2	3	4	5
SiO ₂	43.54	42.94	41.44	40.92	44.77
TiO ₂	1.54	1.47	1.12	1.04	1.83
Al ₂ O ₃	12.46	12.95	13.82	14.10	11.58
Fe ₂ O ₃	4.60	5.26	5.97	6.20	2.72
FeO	12.89	13.68	13.61	13.82	14.70
MnO	0.58	0.60	0.59	0.66	0.36
MgO	10.88	9.93	9.72	9.68	8.34
CaO	10.16	8.91	9.26	9.81	11.22
Na ₂ O	1.23	1.15	1.71	1.63	1.01
K ₂ O	0.47	1.12	0.78	0.63	0.43
H ₂ O ⁺	1.93	2.16	2.04	2.01	2.46
H ₂ O ⁻	0.05	0.12	0.18	0.04	0.07
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.10	0.07	0.12
total	100.51	100.38	100.34	100.43	99.67
α^*	1.645	1.646	1.652	1.663	1.646
β^*	1.653	1.661	1.664	1.673	1.659
r^*	1.669	1.672	1.675	1.684	1.665
$r-\alpha^*$	0.024	0.026	0.023	0.021	0.019
2V(—) [*]	69°	70°	58°	54°	74°
c ₁ Z [*] (110)	18°	16°	13°	15°	19°
X	Pale yellow-brownish green	Slightly greenish yellow	Pale yellowish green	Pale yellowish green	Pale yellowish brown
Y	Light yellowish brown	Pale brownish green	Pale brownish green	Blunish green	Dark yellowish green
Z	Brownish yellow	Pale yellow-brownish green	Pale brownish green	Deep green	Yellow brownish green
Absorption	Y>Z>X	Y>Z>X	Y $\geq$ Z>X	Y $\geq$ Z>X	Y>Z>X

1. $(\text{Ca}_{1.6}\text{Na}_{0.3}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}_{0.1}\text{Mg}_{2.4}\text{Fe}^{+1.5}\text{Fe}^{+0.5}\text{Ti}_{0.1}\text{Al}_{0.6})(\text{Si}_{6.4}\text{Al}_{1.6})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (小倉義雄分析)
 2. $(\text{Ca}_{1.4}\text{Na}_{0.3}\text{K}_{0.2})(\text{Mn}_{0.1}\text{Mg}_{2.9}\text{Fe}^{+1.7}\text{Fe}^{+0.6}\text{Ti}_{0.1}\text{Al}_{0.5})(\text{Si}_{6.3}\text{Al}_{1.7})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 3. $(\text{Ca}_{1.5}\text{Na}_{0.5}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}_{0.1}\text{Mg}_{2.1}\text{Fe}^{+1.7}\text{Fe}^{+0.6}\text{Ti}_{0.1}\text{Al}_{0.6})(\text{Si}_{6.2}\text{Al}_{1.8})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 4. $(\text{Ca}_{1.6}\text{Na}_{0.5}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}_{0.1}\text{Mg}_{2.1}\text{Fe}^{+1.7}\text{Fe}^{+0.7}\text{Ti}_{0.1}\text{Al}_{0.5})(\text{Si}_{6.1}\text{Al}_{1.9})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 5. $(\text{Ca}_{1.8}\text{Na}_{0.3}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}_{0.1}\text{Mg}_{1.9}\text{Fe}^{+1.8}\text{Fe}^{+0.3}\text{Ti}_{0.2}\text{Al}_{0.6})(\text{Si}_{6.6}\text{Al}_{1.4})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
1: 角閃岩 (古殿)	4: 粗粒型石英閃綠岩 (古殿)
2: 細粒型石英閃綠岩 (古殿)	5: 角閃岩 (篠久保～百目鬼)
3: 中粒型石英閃綠岩 (古殿)	

* 4 ケの試料の平均値

× 6枚の薄片の平均値

これを、外国の例と比較してみると例えば、yellowstone volcanic series に比して、CaO がやや多く、FeO が少い傾向にある外は、かなりよく似ている (第 12 図)。TURNER と VERHOOGEN は、主な深成岩体のトーナライト—花崗閃緑岩—花崗岩系列と、火山岩の安山岩—石英安山岩—流紋岩系列の化学組成が、よく似ていることを指摘し、このことを、前者の系列が、マグマ起源であることを示す、1つの証拠にしている。しかし、前述したように、角閃岩源の花崗岩化系列も、安山岩—石英安山岩—流紋岩系列のあるものと、化学成分上、よく似ているので、この問題は、TURNER, VERHOOGEN のいうようには、簡単に考えられないと思われる。

II. 角 閃 石

これまで述べてきた、花崗岩化系列の、主要な造岩鉱物である角閃石の成分が、花崗岩化作用の過程で、どのように変つていくかということに、注目して調べてみた。主成分化学分析に用いたのと、同じ試料を用いて、篩分け、水洗の後、Thoulet 溶液で濃集し、更に電磁力分離器によつて、分離した資料を分析した (第 4 表)。分析結果を、ESKOLA の Cation % の形でイオンにして示すと花崗岩化が進むにつれて Al, Fe²⁺, Fe³⁺, Na が増加して、Si, Mg は減少する傾向にあり、Si, Al, Fe³⁺ の動きは、特に著しい、Ca の動きは、不規則である (第 13 図)。

即ち、角閃岩中の普通角閃石は、花崗岩化作用の過程で、Si は減じて、Al, Fe²⁺, Fe³⁺ を増し、ヘイスチングサイト質の角閃石に変化している。Fe³⁺ は角閃石の色と関係があるようで、Fe³⁺ の増加に従い、角閃石の色は、濃青緑色を帯びる傾向がある。また、花崗岩化の進むにつれて、角閃石の 2V が減じ、屈折率は高くなつていく (第 14 図)。また、角閃石と黒雲母の屈折率の関係は、第 15 図に示したようである。

III. 微量成分¹⁾

花崗岩化作用の過程で、V, Sr, Ba, B は、比較的变化はないが、Sn, Cr, Ni, Co は、より花崗岩化の進むにつれて、原岩より少い値を示している¹⁾。

7. 総 括

以上、竹貫地方の角閃岩を原岩とする片麻状石英閃緑岩について述べたが、要約すると次のようになる。

1) 角閃岩は、花崗岩化作用が進むにつれて、粒度及び珪長鉱物を増し、角閃岩→細粒型片麻状石英閃緑岩→中粒型石英閃緑岩→粗粒型石英閃緑岩と変化する

第 13 図 古殿花崗岩化岩石中の角閃石の成分変化図

A: 角 閃 岩

B: 細粒型石英閃緑岩

C: 中粒型石英閃緑岩

D: 粗粒型石英閃緑岩

1) 微量成分の分析は、分光分析 (対数回転セクター法) によつた。

第 14 図 角閃石の $2V$ と β との関係図

○: 角 閃 岩 ⊙: 中粒型石英閃緑岩
 ●: 細粒型石英閃緑岩 ⊗: 粗粒型石英閃緑岩

第 15 図 角閃石 γ と黒雲母 γ との関係図

○: 角 閃 岩 ⊙: 中粒型石英閃緑岩
 ●: 細粒型石英閃緑岩 ⊗: 粗粒型石英閃緑岩

第 5 表 古殿花崗岩化岩石中の微量成分

	B	Sn	Pb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V	Ga
1	25	220	10	170	180	1000	110	50	560	50
2	9	350	0	255	270	300	130	70	123	60
3	15	70	0	170	225	250	25	13	112	70
4	15	80	10	85	270	300	13	13	280	40
5	11	0	0	110	90	60	4	6	170	20
6	19	30	0	85	90	90	12	15	280	22
7	9	30	18	85	450	70	8	4	280	30
8	5	40	10	110	90	80	3	8	112	20
9	19	40	15	170	180	80	13	9	280	60
10	15	30	0	85	180	40	10	6	280	40

(黒田六郎・牛来正夫による)

1, 2: 角閃岩 (古殿)

6, 7, 8: 中粒型石英閃緑岩

3, 4, 5: 細粒型石英閃緑岩

9, 10: 粗粒型石英閃緑岩

る。

2) 石英閃緑岩中の斜長石双晶は、一般に変成源斜長石ないし、それと火成源斜長石の中間の性質を示しており、また、花崗岩化が進むにつれて、C-双晶が増す傾向がある。

3) X線を用いてしらべた結果では、諸岩石中の斜長石は、TUTTLE, BOWEN による低温型、GOODYEAR, DUFFIN による天然型に属する。

4) この系列の化学成分変化は、鳥海火山帯の火山岩のそれとよく似た傾向を示す。

5) 花崗岩化が進むにつれて、角閃石は、普通角閃石質のものから、ヘイスティングサイト質角閃石に変る。即ち、Si がへり、Al, Fe²⁺, Fe³⁺ がふえ、光学的には、青緑色が強くなり、光軸角は小さ

く、屈折率は高くなる。

8. 謝 辞

本研究に際して、終始御懇篤なる御指導をいただいた牛来正夫博士・柴田秀賢博士・須藤俊男博士に、深い感謝を捧げる。また種々有益な助言を下さった、渡辺岩井氏を始め、黒田吉益・佐藤信次・倉沢一・林久人・岡田茂・青木斌・青木紀夫の諸氏にも、あつくお礼を申し上げる。

なお角閃石の分離に際して、色々御世話をいただいた、東京大学の久野久博士、色々御教示をいただいた、都城秋穂博士に、心から御礼申し上げます。

文 献

- 1) BARTH, Tom, F. W. (1948): Oxygen in rocks: A basis for Petrographic calculation. *Jour. Geol.*, Vol. 56, No. 1, pp. 50~60.
- 2) BOWEN, N. L. (1913): The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 35, pp. 577~599.
- 3) ESKOLA, Pentti. (1954): A Proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage. III. *Geol. Geogra.* 38.
- 4) GORAI, Masao (1944): Petrological study on the plutonic rocks of Gosaishio-Takanuki district, Southern Abukuma Plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ. Ser. D*, Vol. 1, No. 2, pp. 239~321.
- 5) ————— (1951): Petrological studies on Plagioclase twins. *Am. Min.* 36, pp. 884~901.
- 6) GOODYEAR, J. and DUFFIN, W. J. (1953): The identification and determination of Plagioclase feldspars by the X-ray powder method. *Phys. Depart., Univ. Hull.*
- 7) HALLIMOND, A. F. (1943): On the graphical representation of the Calciferous amphiboles. *Am. Min.*, Vol. 28, pp. 65~89.
- 8) INOUE, Tami (1950): Amphiboles and biotites from the Fukushima alkaline complex, Korea. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, Vol. 56, No. 653, pp. 71~77.
- 9) KAADEN, G. (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high and low temperature-optices. *Diss. Univ. Utrecht.*
- 10) 勝井 義雄: 鳥海火山帯磐岩の化学成分, 地質雑, Vol. 60, No. 704, pp. 185~191.
- 11) KOTO, Bunjiro (1892): The Archean formation of the Abukuma Plateau. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Vol. 5, Pt. 3, pp. 197~291.
- 12) KUNO, Hisashi (1950~51): Geology of Hakone volcanic and adjacent areas. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, Part I·II*, Vol. 7, pp. 257~279, 351~402.
- 13) MIYASHIRO, Akiho (1953): Progressive metamorphism of the Calcium-rich rocks of the Gosaishio-Takanuki district, Abukuma Plateau, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 23, pp. 82~107.
- 14) POLDERVAERT, Arie (1953): Petrological calculations in metasomatic process. *Amer. Jour. Soc.*, Vol. 251, pp. 481~504.
- 15) SEKI, Yotaro (1953): Studies on the Miyamori ultramafic mass Iwate Ken, N—E Japan. *Sci. Rep. Saitama, Univ. Series. B*, Vol. 1, No. 2.
- 16) SUGI, N. (1946): A preliminary study on the metamorphic rocks of Southern Abukuma Plateau. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 12, No. 3~4, pp. 115~152.
- 17) TURNER, F. J. and VRHOOGEN, Jean (1951): Igneous and metamorphic petrology. pp. 258~306, 433~480.
- 18) TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1950): High-temperature albite and contiguous feldspars. *Jour. Geol.*, Vol. 58, pp. 572~583.