北部日高帯, 奥士別地域の似峽斑糲岩類* (I)

(一般地質ならびに橄欖石斑糲岩類)

金 喆 祐**

(1963 年 4 月 1 日受理)

Nisama Plutonic Mass of the Okushibetsu District, Northern Hidaka Zone

(Part I, General Geology and Olivine Gabbro Series)

Cheoul Woo Kim

(Abstract)

In the Nisama plutonic mass under consideration, some rock series such as (1) olivine gabbro series, (2) norite series and (3) dioritic rock series are discriminated in the order of their activation. Facies variation of the olivine gabbro series and the behavior of the plagioclase crystals are described with special emphasis. The olivine gabbro series is further divided into the following facies; fine troctolite→coarse troctolite→transitional facies→normal olivine gabbro→hyperite. These facies are characterized by a proper rock texture and contrasted chemical composition of rock forming minerals.

In order to discriminate these features, optical measurement was made on many plagioclase and olivine crystals, and the statistical treatment of the result has clarified the distinct characteristics of each rock facies; viz. a prominent peak is represent in the statistical curve of the variation of An content of plagioclase and each facies is presented by the peculiar peak. Each plagioclase group has a peculiar crystal habit and grain size, corresponding to the variation of chemical composition.

Compositions of plagioclases stable in the olivine gabbro series do not show continuous variation but are discontinuous, and the compositions of the plagioclase with the maximum frequency in each series are in good agreement with De Vore's theoretical ones.

1. ま え が き

日高山脈にそつて分布する日高変成帯は, 北海道中央部の狩勝峠付近で, その帯状の拡がりをも、一応絶つてゐる。しかしながら, より北部地域においても, その北方延長とみるにふさわしい深成岩類, 変成岩類が, いくつかの地域に点在している。ここに述べる奥士別地域は, その1つで, 北部日高帯においてもつとも多種類の深成岩類, 変成岩類が複合分布する地域である。

奥士別地域の深成岩, 変成岩類のうち, とくに斑糲岩類については, 岩質, 構造の点からみて, 日高変成帯の正規斑糲岩類に類似する点が多い。ここには, 小規模であるが, 超塩基性岩類から酸性岩類にわたる深成岩類と黒雲母ホルンフェルスから片麻岩におよぶ各種変成岩類を見, これらに伴われる含ニッケル, 含銅磁硫鉄鉱々床, 酸化マンガン鉱床なども認められる。これら一群の特異な岩類は, この地域の南方, 石狩川上流地域まで続き, 北部地域における構造単元の1つとなつてゐる。

本論では, 上述の斑糲岩類, とくに奥士別地域東部の橄欖石斑糲岩類からトナール岩にわたる深成岩類とこれに伴われる含ニッケル磁硫鉄鉱々床の母岩変質に記述の重点を置いた。これには, 各岩石

* 日本地質学会第 66 年総会にて講演

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

地質学雑誌 第 69 巻 第 819 号 1963 年 12 月

種の岩相変化とその主要造岩鉱物に注目し，岩相変化に伴う斜長石，橄欖石，斜方輝石などの組成変化を取りあげ，追求した。その第1報として，橄欖石斑礫岩類について述べる。

この研究は，日高研究グループの研究の一環としてなされたもので，グループ諸氏の討論に負うところが多い。とくに，終始指導をうけた舟橋三男教授，酒匂純俊氏，木崎甲子郎氏の諸氏に厚く御礼を申しあげる。なお，研究費用の一部に，文部省科学研究補助費を使用した。

2. 一般地質

すでに5万分の1，奥土別図幅によつて明らかにされたように，この地域は，日高累層群の上部層とされる粘板岩類，似峽変成域にあらわれる変成岩およびこれらを一貫して進入する深成岩類などの古期岩類ならびにそれらを覆つて発達する新第三系の堆積岩類，火山岩類から成っている。この古期岩類は，天塩川沿いの奥土別—似峽地域を中心とする径20km内外の盆地様地形のうちに露出し，その周辺山地は新期岩類に覆われている。

日高累層群；これは，主として黒色粘板岩，砂質粘板岩から構成されている。一般に，剝理性が顕著で，ときに千枚岩状となるものもしばしば認められる。似峽地域では，その走向は一般に $N10^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ で， $50^{\circ} \sim 70^{\circ} NW$ の傾斜で分布している。これは，既にのべられているように南北にのびる下川—岩尾内輝緑岩体を距てたより西部地域の日高累層群が南北走向をとることと，はつきりした対照を示している。いま一つの主要な構造は，似峽変成域と不変成粘板岩類との間に，走向と並行して，いちじるしい破碎帯を伴う $N30^{\circ} E$ 方向の衝上断層が認められることである。これは，変成域の西限をあらわすものである（第1図）。

変成岩類；似峽変成域では，深成岩類をめぐつて分布する黒雲母ホルンフェルス，堇青石ホルンフェルス，および西縁の衝上断層に接近して分布し岩脈群となる変輝緑岩が区別される。

(a) 黒雲母ホルンフェルスは片状となるものが多い。衝上断層付近のホルンフェルスには粘板岩と砂質粘板岩との互層状態が残存し，その走向傾斜はホルンフェルスの片理と一致し，また周囲の日高累層群のそれとも一致している。これらは，一般に細粒，緻密で低変成のものが多いが，部分により再結晶化の進んだ縞状片麻岩様のものも認められる。この岩石は，深成岩体付近で変成度が高まるとは限らず，かえつて接触部付近に低変成のものも認められる。

(b) これらのうち，とくに注目されるのは，堇青色ホルンフェルスである。これは，変成域中央部付近の閃緑岩質岩体北縁に巾狭く並走し， $N40^{\circ} W$ 方向へ帯状に分布する。この分布方向は，明らかに日高累層群の走向と斜交する。その分布の南東部付近では，閃緑岩質岩体と密接するが，北西部付近ではそれらの間に低変成のホルンフェルスを挟んでいる。さらに，ここにみられる堇青石斑状変晶は，閃緑岩質岩体の近接する範囲でピナイト化を著しく受け，岩体から遠ざかるにつれて変質をまぬかれている。

(c) 変輝緑岩は変成域の西縁に片より，衝上断層に並行し，日高累層群に整合並入する小岩脈群をなすものである。これは，周囲のホルンフェルス化と歩調をあわせて変成を受けた変輝緑岩で，部分的に輝緑岩組織をとどめている。その一部には透輝石，斜方輝石の粒状変晶や褐色角閃石の斑状変晶をもつものが認められる。それらは上述の堇青石ホルンフェルス帯に含まれる変輝緑岩脈にのみ限られており，こうした変成鉱物の組合せをもつ部分は，その変輝緑岩脈の進入方向と斜交する $N30^{\circ} \sim 40^{\circ} W$ 方向の小脈状あるいは網目状となつてあらわれている。

深成岩類；この地域に発達する深成岩類には，塩基性のトロクトライト質斑礫岩から，トナール岩質の酸性岩にわたる岩相が認められ，3岩体に分離分布している。便宜上，西方の岩体から第1，

第1図 奥土別地方似峽変成域地質図

A: 現世堆積物, D: 段丘堆積物, M: 新第三系凝灰質砂岩, L: 復輝石安山岩, Da: 輝緑岩, H: 日高累層群, Gr: 変輝緑岩, Hf: 黒雲母ホルンフェルス, Ch: 堇青石ホルンフェルス, Tr: トロクトライト, Og: 橄欖石斑縞岩, Nr: ノーライト, Fd: 細粒閃緑岩, Md: 中粒閃緑岩, Tl: トナール岩

2, 3 岩体とする。第1岩体は、主として橄欖石斑縞岩類からなり、少量のノーライト岩脈および閃緑岩質岩脈により貫かれている。第2岩体は、橄欖石斑縞岩類とこれらに進入するノーライト岩脈群および以上の岩類を貫く閃緑岩質岩類からなる複合岩体を構成し、第3岩体は、閃緑岩質岩類を主体としており、この地域の最末期に進入した岩類である。

3. 橄欖石斑縞岩類

橄欖石斑縞岩類はこの地域斑縞岩類のうち最大規模に発達するもので、ノーライト岩脈および閃緑岩質岩類に貫かれることから、深成岩類の最初期のものであることが明らかである。これには、いわゆる流理構造が顕著に発達し、その方向は日高累層群や西縁の衝上断層走向と一致する。その流理は第1岩体および第2岩体とともに、 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ の走向をもつて $50^{\circ} \sim 70^{\circ} SE$ に傾斜し、他種岩類に貫かれる場合、あるいは鉍化域付近を除いて、乱れることがない。

ここには、正規の橄欖石斑縞岩と橄欖石を欠くハイパライトおよび優黒色トロクトライトが区別される。なお、橄欖石斑縞岩とトロクトライトとの接触部付近のごく限られた範囲に、細粒緻密な部分がみられ、これを移化相とした。

こうした橄欖石斑縞岩は、第1岩体の西半部と第2岩体の中央部付近に分布する。これに対してトロクトライトは、第1岩体の東縁付近および第2岩体の西縁付近に分布し、流理構造から見かけ上の下部、上部が橄欖石斑縞岩により占められている。第1岩体の中央部にみられる両岩石の境界部では、トロクトライトが縞状となつて橄欖石斑縞岩の流理に並行するものも認められるが、東縁付近では橄欖石斑縞岩がこれを切りかつ取りこむものが認められる。

トロクトライトには、細粒部と粗粒部とが区別され、一般に両者は漸移するが、一部では、細粒部は粗粒部中に島状に遺留された産状を示す。ハイパライトは、流理構造から見かけ上の上部、第2岩体中央部に分布し、他種岩相との関係は不明である。以上のべた点から、橄欖石斑縞岩類は次のように細分することが出来る。

I トロクトライト

(a) 細粒トロクトライト

(b) 粗粒トロクトライト

Ⅱ 移 化 相

Ⅲ 橄欖石斑礫岩

(c) 正規橄欖石斑礫岩

(d) ハイパライト

(a) 細粒トロクトライト； この岩石は第1岩体の東縁付近に限られ，量的に少なく，後述の粗粒トロクトライトの早期相である。これには流理は認められず，優黒色細粒で，風化面に特徴ある円みをおびた凹凸が著しい。鏡下では，粒状の大型斜長石（ $6.0\text{mm} \times 5.0\text{mm}$ ）がモザイク状に組み合い，これに内包されて粒状橄欖石（ $0.08\text{mm} \times 0.08\text{mm}$ ）が散点している。さらに，これら斜長石間を，ごく少量の輝石類が埋めており，これらは褐色角閃石に変るものが多い。

(b) 粗粒トロクトライト； これはトロクトライトの大部分を占めている。その一部のは，正規橄欖石斑礫岩の流理に並行した優黒色縞状に，あるいは斑礫岩中にシュリーレン状に含まれている。正規橄欖石斑礫岩の形成にともなつてトロクトライト岩体中に小脈状，墨流し状に優白質部が生じている（第2図）。流理構造は一般に弱く，正規橄欖石斑礫岩と接する付近に認められるにすぎない。

細粒トロクトライトと異なる点は，橄欖石が粗粒（ $0.4\text{mm} \times 0.4\text{mm}$ ）となり，斜長石もこれと同じ程度の大きさで橄欖石間を埋める構造となつてはいるが，その一部には細粒トロクトライトの残組織をも認められる。構成鉱物は，細粒相と変化はないが，橄欖石の量が著しく増加している。

Ⅱ 移化相； 正規橄欖石斑礫岩とトロクトライトとの境界付近に認められるもので，分布がごく限られている。構成鉱物は，正規橄欖石斑礫岩と同じであるが組織の点で著しい差異が認められる。細粒（ 0.3×0.25 ）の岩石で，斜長石と橄欖石は等粒の寄木状組織で組みあう。少量の輝石類が橄欖石をふちどる。橄欖石は，単結晶が分割し“Polygonisation”が認められる。これらと組合う輝石類は，淡褐色となりカミングトン角閃石に交代されるものが多い。正規橄欖石斑礫岩の流理がトロクトライトを切るものでは，流理を構成する柱状斜長石間に，移化相の特異な組織が島状に遺留されている。

(c) 正規橄欖石斑礫岩； これは，橄欖石斑礫岩類の大部分を占めるものである。全体を通じて，かなり均質で，灰黒色中粒の岩石である。この岩石に特徴的な流理構造は，自形性の強い長柱状斜長石の著しい並行配列性のためである。このため，橄欖石，輝石類は並行配列する斜長石間を埋める組織となり，全体として粗粒オフテック組織となつてはいる。その一部は，並行配列する長柱状斜長石間に移化相のレリックと考えられる細粒の粒状斜長石，橄欖石の集合部が僅かながら島状に含まれている。野外で，この流理からみて，下部に相当するあたりでは，橄欖石の量が輝石類よりも多く，上部ではこの関係は逆になつてはいる。

(d) ハイパライト； この岩石は，みかけ上，上部の第2岩体中央部付近に限られて分布する。

第2図 正規橄欖石斑礫岩とトロクトライトとの接触部付近の岩石スケッチ
優白部は流理をしめす正規橄欖石斑礫岩質部，
優黒部は正規橄欖石斑礫岩中にバンドをつくるトロクトライト質部

正規橄欖石斑糲岩との関係は明らかではないが、漸移し、その優白化した岩石であると思われる。流理は弱く、僅かに認められるにすぎない。岩石組織は正規橄欖石斑糲岩とほとんど変わらず、斜長石がやや粗粒、短柱状となり、橄欖石を欠いている。

4. 岩相変化と斜長石組成、粒度、晶癖の変化

橄欖石斑糲岩類は、この地域の主要構造方向 NNE に対応し形成され、独立の岩石類と認めるべきものである。これには、早期のものより、晩期にわたる岩相変化が認められ、それに伴って、岩石組織に著しい変化が現われている。とくに、斜長石の組成ならびに形態の上に明瞭な差異が認められる。これまで、斜長石組成は一岩石種にあつて均質で変化はないものとして扱われていた。しかしながら、これを多数測定することによつて、一岩石種についてもその組成は不均質で、幅広い組成分布を持ち、かつ、その分布範囲の内に1以上の極値の存在することが認められる。この極値のそれぞれが各岩相に対応する特有の値を示しており、岩相の変化を敏感に反映している。この極値は、その岩相が改変される場合、新たな極値をもつ異常分布曲線（第3図）となり、まえの岩相の極値は遺留された残存分布または遺留分布極値（第4図）となつている。これらのことから、斜長石組成の頻度曲線は岩相変化における環境条件の変化を敏感にあらわしているとみることができる。

斜長石の晶癖に関しても、同様に岩相変化に伴つた変異が認められる。この地域の斑糲岩についてみると、典型的な火成岩組織とされている粗粒オフテック組織を示す斜長石は特徴的な長柱状となる。結晶の [100] の長さが [010] のそれに比較し、より発達し、自形性が明瞭にあらわれている。さらに、移化相の粒状斜長石は、[100] と [010] の発達がほとんど等しく、他形となり寄木状組織となつている。斜長石の晶癖 $\propto [100]/[010]$ をもつて、各岩相特徴の抽出を試みた。さらに、粒度は結晶の [100] と [010] の実測値をそれぞれ縦、横軸にとり、その交点の分布密度を面積 % で表わし、岩相変化に伴う斜長石粒度の変化を追つた。以下に、岩相変化に伴う斜長石の変化について述べる。

A 斜長石組成の変化*

次に各岩相についての測定結果を記述する。

a) 細粒トロクトライト； この斜長石は橄欖石をポイキリテックに内包し、相互にモザイク状に組合うものである。その組成頻度曲線は、最大極値を An 68 付近にあらわし、全体として正規分布に近い傾向をあらわしている。しかし、僅かな凸部を An 75 付近に示し、次に述べる異常分布のきざしをあらわしている（第3図）。

b) 粗粒トロクトライト； この岩相では斜長石は粒状橄欖石の間を埋めるものである。その組成分布は、最大極値を An 75 付近に持ち、さらに第2極値を An 65 付近に示す異常分布をみせている（第4図）。この最大極値は、細粒トロクトライトにわずかにあらわれていた凸部と一致するもので、

第3図 細粒トロクトライト斜長石 An 成分頻度分布曲線図 () 内は測定数

第4図 粗粒トロクトライト斜長石成分頻度分布曲線図

* M. Reinhard Universaldretisch Methoden による。総測定数 2255 個、測定誤差 2% 以内。極値ならびに分布傾向は 40~50 個であらわれ、60~80 ではほぼ確立する。

第2極値が細粒トロクトライトにみられた単一の極値に相当する。この第2極値は細粒トロクトライトの遺留分布とみるべきものである。このことは，細粒トロクトライトから粗粒トロクトライトへの岩相変化とともに，斜長石組成の安定する領域中心値が An 68 付近より，An 75 付近に飛躍的に移行することをあらわしている。

c) 移化相； 寄木状組織をもつ移化相の斜長石組成頻度分布は著しい異常分布傾向となり，最大極値を An 78 付近，第2極値を An 87 付近に示し，不安定な分布曲線となつている（第5図a）。さらにこれらの極値を解析するために，移化相に遺留されたトロクトライト相の斜長石，および網目状に形成されている正規橄欖石斑礫岩相の柱状斜長石および移化相の粒状斜長石等を分離した斜長石組成分布では，最大極値が移化相の粒状斜長石最大極値と正規橄欖石斑礫岩の柱状斜長石第2極値およびトロクトライトの最大極値等から合成されていることが知られる（第5図b）。第5図(a)の第2極値 An 87 は，移化相の第2極値および正規橄欖石斑礫岩の柱状斜長石最大極値等で合成されたものである。これらは，いずれも異常分布曲線で，変化の著しい生成環境条件を反映するものとみられる。さらに，柱状斜長石および粒状斜長石の各極値がほとんど等しい組成値をあらわし，最大，第2の各極値を共有している。これは，トロクトライトからの変化過程で不安定となり，より安定な状態へと移行し，正規橄欖石斑礫岩に転化したものと考えられる。そのため，正規橄欖石斑礫岩の柱状斜長石は移化相の極値をも共有し，新たな環境条件の極値ならびに移化相における条件を遺留分布として共にあらわすようになったものとする。

第5図 移化相斜長石成分頻度分布曲線図
1: 柱状斜長石, 2: 細粒粒状斜長石, 3: トロクトライトの遺留粒状斜長石

第6図 正規橄欖石斑礫岩斜長石成分頻度分布曲線図

d) 正規橄欖石斑礫岩； この岩相は，流理を構成する長柱状斜長石によつて特徴づけられる。その斜長石組成分布は正規分布となり，An 78 付近を単一極値とする安定した分布傾向をあらわしている（第6図）。この極値は，移化相の柱状斜長石第2極値および粒状斜長石の最大極値に一致している。このことから，上に述べた移化相がトロクトライト岩相から正規橄欖石斑礫岩相に移行する漸移相としての意義を認めることができよう。さらに，この岩相の斜長石組成分布が安定した正規分布をなすことは，これに働く要因として，いわゆる流理を構成する構造運動が極めて重要なものであると思われる。

e) ハイパライト； この岩相は，正規橄欖石斑礫岩にくらべ，橄欖石が欠けるのみで，その他は岩石の組織，構成鉱物等全く同様である。斜長石組成分布は An 65 付近を極値とし，僅かに An 78 付近に正規橄欖石斑礫岩の極値を遺留する凸部を持ち，ほとんど正規分布となる（第7図）。この点，正規橄欖石斑礫岩に引き続く，その条件変化に著しい相違はなく，連続的岩相変化をあらわすものと考えられる。

B 斜長石の粒度・晶癖の変化*

前記に，斜長石組成に生成条件の変化が敏感に反映されることを述べた。この斜長石組成変化に対

* 斜長石の粒度・晶癖の測定にあたり，切断効果による実測値と実際値との差が考えられるので，全面測定値のうち，採用した測定値は斜長石の (010), (001) の面が，切断面に対し 20° 以内の傾きをもつものに限つた。総測定数 2410 個，測定誤差 $\pm 0.005\text{mm}$

応して、結晶の大きさや形、つまり粒度、晶癖にも著しい変化が認められる。これら斜長石の形態変化には、各岩相の性格を特徴づけるものがある（第 8, 9 図）。

a) トロクトライト；斜長石粒度は、ほぼ粒状にちかく、その分布も $[100]/[010] = 1$ に並行し、したがって岩石組織も寄木状組織を構成する（第 8 図）。細粒トロクトライト* は、 $[100] = 1.7\text{mm}$, $[010] = 1.6\text{mm}$ 付近に集中し、粗粒トロクトライトは、 $[100] = 0.5\text{mm}$, $[010] = 0.5\text{mm}$ 付近に集中域があらわれている。この両者の粒度分布の間には 1% 以下の分布域が認められる。この粒度ならびに粒度分布は、岩相変化の過程に伴って $[100]/[010] = 1$ の線に沿い減少し、 $[100] = 0.5\text{mm}$, $[010] = 0.5\text{mm}$ において最大集中分布となり、最少の粒度となる。

これに対して、斜長石晶癖は、 $[100]/[010] = 1.3$ 付近に単一極値の正規型分布となり、細粒、粗粒の両トロクトライトの晶癖に変化は認められない（第 9 図）。これは産状においても漸移することと調和する。しかし、粒度分布の傾向が同一方向への単純な粒度減少としてあらわれ、かつその中間に、境界部とみられる低分布域が存在することから、両岩相は連続的な関係であるにもかかわらず、珉岩相として分離できる性格をもつものと考えられる。

第 7 図 ハイパライト斜長石成分頻度分布曲線図

第 9 図 トロクトライト斜長石 $[100]/[010]$ 頻度分布曲線図
1: 粗粒トロクトライト斜長石, 2: 細粒トロクトライト斜長石, 3: 移化相斜長石 () 内の数字は測定数

第 8 図 トロクトライト斜長石粒度分布図
1: 10%~8%, 2: 8%~6%, 3: 6%~4%, 4: 4%~2%, 5: 2%~1%, 6: 1% 以下, (184)

第 10 図 移化相斜長石粒度分布図
1: 25%~8%, 2: 8%~6%, 3: 6%~4%, 4: 4%~3%, 5: 3%~2%, 6: 2% 以下, (125)

* ここで類別した細粒および粗粒とは野外にて特徴的な橄欖石粒度によるもので、いわゆるフィールドネームである。

b) 移化相； 寄木状組織をなす斜長石の粒度ならびにその分布は， $[100] = 0.4\text{mm}$ ， $[010] = 0.3\text{mm}$ 付近に 25%~8% の最大分布域と $[100]$ 方向ならびに $[100]/[010] = 1$ に沿う方向に分岐する傾向があらわれている（第 10 図）。この $[100]/[010] = 1$ 方向の分布は明らかにトロクトライトの粒度分布の遺留したものであり， $[100]$ 方向の分布は，後に述べるように正規橄欖石斑礫岩斜長石の粒度発達傾向が出現したことをあらわす。これは，斜長石組成分布にも同様に現われている。さらに，斜長石晶癖は最大極値 $[100]/[010] = 1.4$ ，第 2 極値 $[100]/[010] = 3.8$ 付近に示す異常分布となる（第 11 図 a）。この第 2 極値は粒度分布にあらわれた $[100]$ 方向の正規橄欖石斑礫岩の柱状斜長石の出現によりつくられたものであり，最大極値はトロクトライトとほとんどかわりはない（第 11 図 b）。

このように，斜長石結晶の形態変化にあらわれるところでは，移化相において，発達方向を変え環境条件の変化を如実にあらわすと同時に，旧岩相の遺留傾向と新岩相の発達傾向を内蔵し，正規橄欖石斑礫岩とトロクトライトとの異なる生成環境条件の漸移相としての役割をあらわしている。

c) 正規橄欖石斑礫岩； 流理構造をなす長柱状斜長石の顕著なこの岩相は，斜長石結晶が $[100]$ に著しく発達する傾向をあらわし， $[100] = 1.5\text{mm}$ ， $[010] = 0.3\text{mm}$ 付近に 13%~8% の最大集中域があらわれている（第 12 図）。粒度分布は，移化相にあらわれているように， $[100] = 0.3\text{mm}$ 付近を中心として $[100]$ 方向に伸長分布する傾向がみられる。

斜長石晶癖は，最大極値を $[100]/[010] = 4.5$ ，第 2 極値を $[100]/[010] = 1.7$ ，第 3 極値を $[100]/[010] = 7.5$ 付近にあらわす異常分布となつている（第 13 図 a）。この最大極値は岩相の主体をなす長柱状斜長石でつくられ，第 2 極値は移化相の遺留した粒状斜長石によつて構成される（第 13 図 b）。第 3 極値は， $[100]$ 方向に著しく伸長発達した斜長石によるもので，この岩相の最末期に形成されたものと考えられる。

このように，斜長石晶癖分布が異常分布をなすにもかかわらず，斜長石結晶は全体として一定方向 $[100]$ に伸長発達し，An 組成は正常な正規分布を示し，岩体の上部，下部にわたつて，ほとんど均質な傾向をあらわすものとなつている。このことは，正規橄欖石斑礫岩形成にあつて，流理形成の構造運動が岩体内における組成の均質化および結晶発達の規制等に重要な要因となるものと考えられる。

d) ハイパライト； この岩相には，前記岩相にくらべ，異なる傾向が認められる。斜長石粒度は，結晶の

第 11 図 移化相の斜長石 $[100]/[010]$ 頻度分布曲線図
1: 移化相の細粒粒状斜長石，
2: 移化相中に新たに形成された正規橄欖石斑礫岩の斜長石

第 12 図 正規橄欖石斑礫岩斜長石粒度分布図
1: 13%~8%，2: 8%~6%，3: 6%~4%，4: 4%~2%，5: 2%~1%，6: 1% 以下，(280)

第 13 図 正規橄欖石斑縞岩斜長石 [100]/[010] 頻度分布曲線図
1: この岩相特有の長柱状斜長石, 2: 移化相の遺留斜長石

第 14 図 ハイパライト斜長石粒度分布図
1: 7%~5%, 2: 5%~4%, 3: 4%~3%, 4: 3%~2%, 5: 2%~1%, 6: 1% 以下, (184)

第 15 図 ハイパライト斜長石 [100]/[010] 頻度分布曲線図

[100] の発達に比較し, [010] 方向への発達がみられ, したがって柱状ないし短柱状となる (第 14 図)。粒度分布は, 正規橄欖石斑縞岩の粒度傾向を受けつぎながら, [010] 方向に拡がり分布する傾向が認められる。

斜長石晶癖は, 最大極値 $[100]/[010]=1.6$, 第 2 極値 $[100]/[010]=3.5$, 第 3 極値 $[100]/[010]=5.2$ 付近にあらわす異常分布となる (第 15 図)。この最大極値, 第 3 極値は, いずれも遺留された前岩相の斜長石によりつくられたものである。第 2 極値は短柱状となつた本岩相特有の斜長石によつてつくられている。斜長石の柱状あるいは短柱状化する傾向は, この岩相が流理構造の極めて弱いことと, 柱状あるいは短柱状斜長石の配列がランダム傾向となることから, 正規橄欖石斑縞岩形成に強く働く構造運動から解放された状態下の形成であることがうかがわれる。

5. 岩相変化に伴う橄欖石組成の変化*

橄欖石斑縞岩類の岩相変化に伴い, 橄欖石にも組成の変化が認められる。1 つの岩石に含まれる橄欖石については, 斜長石組成と同様にかかなりの幅に変化し, また極値を示し, かつその変化が認められる。しかしながら, 岩相変化に伴うその変化過程は斜長石組成の変化と異なり, 比較的単純である (第 16 図)。

a) トロクトライト; 橄欖石斑縞岩類の早期岩相としての細粒トロクトライトに含まれる橄欖石は, モザイク状に組合う大型斜長石を基質とし, これに内包される細粒の粒状結晶である。橄欖石組成分布は, かなりの幅を示し, 最大極値を $\text{Fo}_{80} \text{Fa}_{20}$ 付近, 第 2 極値を $\text{Fo}_{100} \text{Fa}_0$ 付近にあらわす異常分布をみせている (第 16 図)。

粗粒トロクトライトにあつては, 橄欖石が大型粒状となり, 斜長石がほぼこれと同じ大きさで橄欖石間を埋める組織となる。この橄欖石の組成分布は, 前記岩相の第 2 極値であつた $\text{Fo}_{100} \text{Fa}_0$ が最大極値となり, 第 2 極値が $\text{Fo}_{85} \text{Fa}_{15}$ となる異常分布である (第 16 図)。これは, 前記岩相の組成分布および極値にくらべ, 極値が明らかに Fo_{100} 方向への移行を示し, いわゆる“塩基性化”があらわれており, 斜長石の塩基性化と歩調をあわせている。

b) 正規橄欖石斑縞岩; この岩石にみられる橄欖石の組成分布は, 塩基性化が最大限にあらわれ, 粗粒トロクトライトの最大極値であつた $\text{Fo}_{100} \text{Fa}_0$ を単一極値として定方向への減衰曲線となつてい

* 橄欖石組成は, Universal stage の 2V 値測定による。総測定数 885 個, 測定誤差 2° 以内

る(第 16 図)。この傾向は岩体上部，下部とも同様に変化はみられない。

このように，斜長石，橄欖石の組成変化に共通して認められる不安定な異常分布から，安定正規分布への変化は，不安定な早期岩相から安定化への岩相変化であると同時に，この岩石種形成にあたり，初期に特殊な環境条件にさらされたことが推察される。

6. 橄欖石斑礫岩類の岩相変化（まとめ）

これまで述べたように，橄欖石斑礫岩類の早期形成相，すなわちトロクトライトから始まる岩相は後期に至るまで種々の変化を重ね，最後はハイパライト岩相に移行している。このそれぞれの岩相は相互に明らかに区別できる性格が認められる。この変化移行過程を，上に述べた斜長石の組成，粒度，晶癖等の変化から，以下のようによまとめる。

橄欖石斑礫岩類は，細粒トロクトライトの斜長石組成 An 57 付近から，その早期岩相の形成が始まり，寄木状組織（granoblastic texture）で構成される。この斜長石組成は粗粒化に伴って，An 65 付近から粗粒トロクトライトの An 75 付近にたつし，An 組成は塩基性化される。この変化に対応し，斜長石粒度は [100] および [010] の発達と共に等しく減少する。この斜長石の粒度減少と共に橄欖石粒度は増大し，その組成は，斜長石の An 組成に増加に歩調をあわせ，Fo 組成の増加が認められる。移化相に到り，斜長石組成の塩基性化は最大となり，粒度の減少は最少となる。いいかえれば，共に極限に達し，その後流理構造の顕著な正規橄欖石斑礫岩への転化が行なわれ，斜長石組成は安定した正規分布となる。斜長石粒度は，移化相にいたるまで [100]/[010] = 1 の線とほぼ並行にたどり，正規橄欖石斑礫岩の形成とともに，結晶の [100] 方向の発達に転化し，岩相変化とともに結晶の発達方向を変えている。

正規橄欖石斑礫岩では，橄欖石，斜長石ともに岩体上部，下部にわたって組成の不均質さは認められず正規分布となつている。この組成の均質化にかかわらず，斜長石粒度は，前岩相の遺留斜長石のため著しい不均一性が認められるが結晶発達の点では [100] の一定方向への発達となり，長柱状で晶癖が自形性の強い典型的深成岩組織の粗粒オフテックとなる。橄欖石はその結晶粒間を埋める。いわゆる流理は，この斜長石結晶の長軸 [100] を並行に配列し，橄欖石結晶弾性軸 Y も並行配列する傾向を示し岩体形成時の構造運動の影響を強くあらわしている。

橄欖石を欠くハイパライトにいたり，流理構造は，かすかに認められる程度で，塊状となつている。このように，構造運動から解放された環境下では，斜長石結晶は正規橄欖石斑礫岩のそれと異なり，[100] の発達に比べ，むしろ [010] の発達が勝り，短柱状ないし柱状となつている。斜長石組成も約 13% の酸性化となつている。

以上述べたように，岩相変化に伴い斜長石組成の変化は早期形成相のトロクトライトから増加し，移化相を最大値としてその後は An 組成の減少となつている。さらに，この組成変化に対応し斜長石結晶の形状発達傾向の変化と粒度分布の変化があらわれている。

とくに斜長石組成の変化および粒度分布の方向の変化にあらわれるように橄欖石斑礫岩形成に際し，岩相形成条件の著しい相違が移化相を境としてあらわれている。このことから移化相の形成は，寄木状組織をもつトロクトライトが環境条件の変化とともに不安定となり，新たな環境条件に適応す

第 16 図 橄欖石成分頻度分布曲線図
() 内の数字は測定数

るための過渡的な現象として、特異な岩相となつたものと考えられる。

岩相変化に伴う斜長石組成極値の移動は、固溶体としての連続的变化ではなく、その安定な成分域への飛躍的变化であることをもの語っている。それは前岩相の極値が遺留され、また次の岩相の極値が凸部あるいは極値としてあらわれていることであきらかである。さらに、これは斜長石結晶成長の発達方向の変化としてあらわれ、環境条件に規制されることをあらわしている。

上に述べたことは、岩相変化に伴う斜長石組成変化が環境条件を反映し、この条件下で斜長石組成と結晶形態に狭い一定の安定領域があることをものがたるものと思われる。この点で、De Vore (1956) の述べた斜長石安定領域の値と良好に一致するものがある。これについては、別に詳しく述べたい。