

## 三郡帯, 落合-北房超マフィック岩体の火成岩岩石学: 予察的報告

荒井 章司\*・井上 知子\*・大山 隆弘\*\*

Igneous petrology of the Ochiai-Hokubo ultramafic complex,  
the Sangun zone, western Japan: a preliminary report

Shoji ARAI\*, Tomoko INOUE\* and Takahiro OYAMA\*\*

**Abstract** The Ochiai-Hokubo ultramafic complex, the Sangun zone, is composed of several alternating layers of dunite-wehrlite and lherzolite-harzburgite. Clinopyroxenite and websterite encircle the main part of the complex of the layered peridotites, and also occur as thin bands in the peridotites. The complex underwent the Sangun metamorphism.

The dunite-wehrlite has a cryptic layering in terms of a Fo value of olivine (90 to 87). On the other hand, the Fo value of olivine (90—89) in the lherzolite-harzburgite exhibits no systematic change. The harzburgite and lherzolite, similar to ordinary mantle peridotites on the textural and modal ground, are clearly distinguished from each other in terms of the Cr/(Cr+Al) ratio of chromian spinel (=Cr\*) (0.4—0.7 and 0.1—0.3) and the clinopyroxene/total pyroxenes volume ratio (<0.15 and >0.15), although the olivines have similar Fo values (89—90). Chemical compositions of the olivine and the chromian spinel in the harzburgite are similar to those of the Mg-rich dunite-wehrlite, whereas those in the lherzolite are usually different from those in the dunite-wehrlite. The harzburgite of the Ochiai-Hokubo complex exhibits a characteristic Fo—Cr\* trend (Cr\* values vary in a wide range without any significant variation of Fo values) which differs from the Fo—Cr\* trend of the ordinary mantle peridotites.

The peridotites of the Ochiai-Hokubo complex are interpreted as the crystal cumulates from crystal mushes, which were mixtures of somewhat evolved melts and disintegrated mantle peridotites. The latter materials were chemically modified by the melts and accumulated to form harzburgite and lherzolite. The lherzolite was derived from a portion slightly modified. The dunite and wehrlite were crystal cumulates from the residual melts. This process could correspond to a "partial zone melting" in the upper mantle.

## はじめに

マントル・カンラン岩は, 一般にサブソリダスでの変形・変成作用を著しく受け, 変成岩的性質を有している。温度圧力推定(例えば, BOYD, 1973; WOOD & BANNON, 1973) や構造岩石学(例えば, MERCIER & NICOLAS, 1975) に代表されるマントル・カンラン岩の変成岩的側

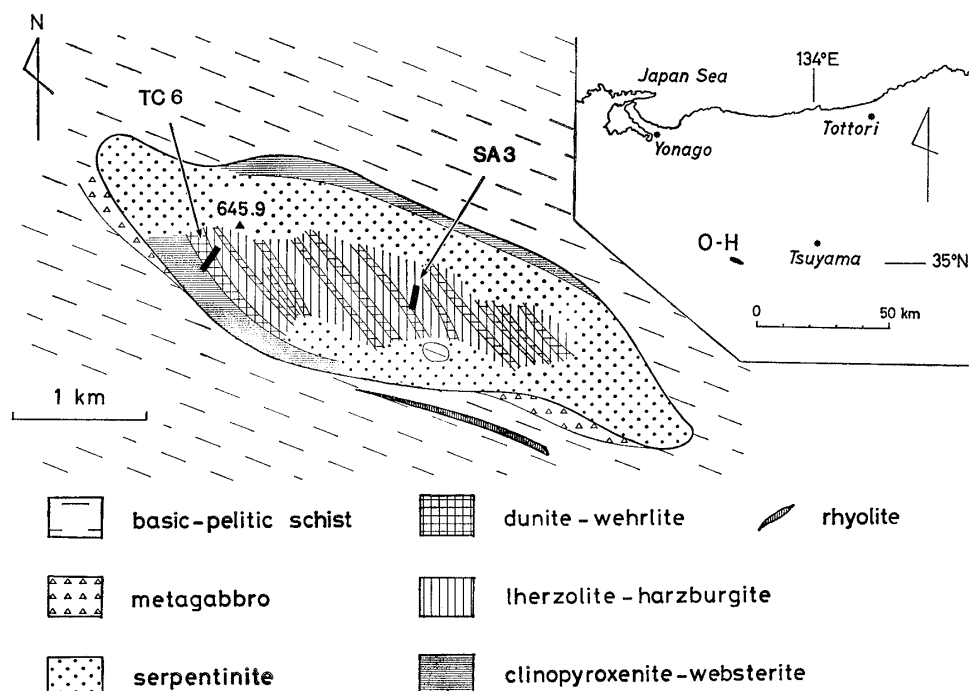
面の解析は, 広く行われてきた。

また, マントル・カンラン岩も, かつてはマグマと平衡にあった時期があったと考えられ, いわば火成岩的側面をも有しているはずである。このマントル・カンラン岩の火成岩としての性質は, マントルにおけるマグマの発生, 移動などの重要な過程の結果としてもたらされる。したがって, マントル・カンラン岩の火成岩岩石学的研究は, マントルでのマグマのダイナミクスを知る上で極めて重要である。例えば, OBATA & NAGAHARA (1987) は, 北海道日高帯の幌満カンラン岩帯の岩相変化を, マントルにおけるメルトの浸透流の非線形性に帰し

1987年5月20日受付。1987年11月27日受理。

\* 筑波大学地球科学系。Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

\*\* 電力中央研究所。Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko, Chiba, 270-11 Japan.



第1図. O-H 岩体および周辺の岩相分布. ARAI & OYAMA (1981) を一部修正したものである. 特徴的な層状構造が示されている. 2本の調査ルート(TC 6 および SA 3)も示してある.

た. 現在までにこの種の情報が明確に得られている岩体は極めて少なく, 我々はそれらをもっと集積していく必要がある.

我々はこのような主旨ののっとり, 三郡帯の落合-北房超マフィック岩体 (ARAI, 1975, 1980) の火成岩としての性質を明らかにすべく研究を続けているが, この岩体を構成するカンラン岩が, 極めて特徴的な組成を有していることが明らかになったので, 予察的に報告する.

### 地質概説

落合-北房超マフィック岩体 (以下 O-H 岩体) は, 岡山県中部の真庭郡落合町, 上房郡北房町の境界に位置する, 標高 645.9 m の大野呂山を形成している. 周囲には, 藍閃石片岩相ないし緑色片岩相に属する塩基性片岩, 泥質片岩が広く分布する (HASHIMOTO, 1968). これらの片理面の走向傾斜は, ほぼ  $N70^{\circ}W, 50^{\circ}S$  で, だ円形をなす O-H 岩体と調和的である (第1図).

O-H 岩体の西部および南東部には, ガブロの小岩体が露出している. また, 岩体南方には小規模な流紋岩の岩脈が存在する.

### 岩石の記載

O-H 岩体を構成する岩石は, 初生鉱物のモード組成により, 次の3種に大別される.

1. ダナイト/ウェールライト
2. ハルツバージャイト/レールゾライト

### 3. クリノパイロクシナイト/ウェブスタライト

まず岩体内でのこれらの岩石の分布および露頭での関係を述べ, 次に各々の岩石の鏡下での観察を記したのち, 岩体の被った変成作用について触れる.

#### 1. 岩相の分布と相互の関係

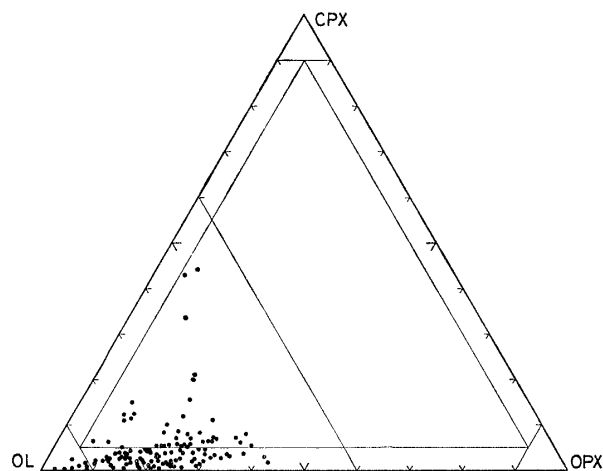
ダナイト/ウェールライト層と, ハルツバージャイト/レールゾライト層の互層が, 岩体の主要部を形成している. 岩体の構造は, ダナイト/ウェールライト, ハルツバージャイト/レールゾライト薄層の境界, パイロクシナイトバンド, ダナイト中のクロムスピネルに富む薄層等により知ることができる. これらの走向傾斜は岩体全体ではほぼ一定で,  $N30^{\circ}W, 90^{\circ}$  である. 両層の境界付近では, 互いの薄層 (数~数 10 cm) を頻繁にはさんでいる. 薄層間の境界は, 比較的シャープである. ときおり厚さ数 cm のクリノパイロクシナイトないしウェブスタライトのバンドをはさむ.

塊状のクリノパイロクシナイト/ウェブスタライトは, 岩体をとりまくように分布している. 層状構造を示す部分との関係は, 蛇紋岩化等のため不明である.

ガブロとカンラン岩類との関係も, 後者の強い蛇紋岩化作用等のため不明である.

#### 2. ダナイト/ウェールライト

構成鉱物は主としてカンラン石, 単斜輝石, クロムスピネルであり, 組織は一般にグラニューラーであるが, 岩体縁辺部のものの中にはマイロニティックもしくはカタクラスティックな組織を示すものもある.



第2図. ハルツバージャイト/レールズライトのモード組成. OL, カンラン石; OPX, 斜方輝石; CPX, 単斜輝石.

カンラン石は多形で波動消光し, キンクバンドを有することもある. 単斜輝石は半自形から他形である. クロムスピネルは自形から半自形で, 薄片では褐色から暗褐色を示す. 黄褐色のクロムスピネルはまれで, 局所的である.

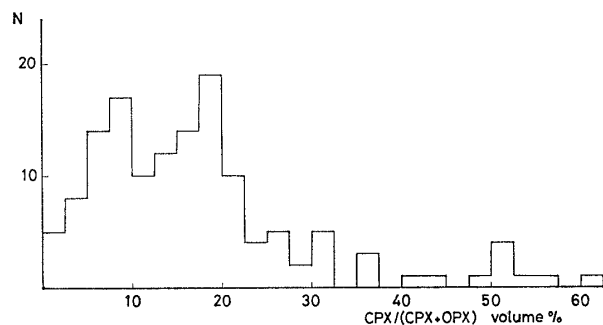
### 3. ハルツバージャイト/レールズライト

構成鉱物はカンラン石, 斜方輝石, 単斜輝石, クロムスピネルである. モード組成を第2図に示す. MERCIER & NICOLAS(1975)の分類に従うと, protogranular もしくは porphyroclastic texture を示す.

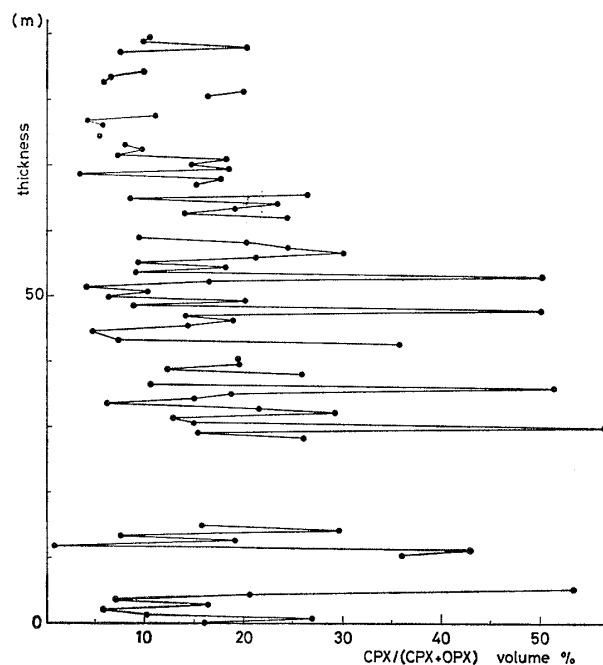
カンラン石は他形で波動消光し, キンクバンドを有するものもある. 斜方輝石は他形で他の鉱物よりも比較的粗粒である. 斜方輝石は多くの場合, 三郡変成作用による細粒の二次的鉱物に変化している (p. 94 の 6 の項参照). 単斜輝石は半自形から他形である. クロムスピネルは, 黄褐色から暗褐色までのものが薄片で観察される.

単斜輝石/(単斜輝石+斜方輝石) 体積比を第3図に示す. 頻度のピークが明らかに2ヶ所(10%弱と20%弱)あり, このことは, ハルツバージャイト/レールズライトが単斜輝石の比較的多いものと少ないものの, 2つのグループに分けられることを示す. よって以後は, 単斜輝石の多いもの(CPX/(CPX+OPX) 体積比>15%)をレールズライト, 少ないもの(同比<15%)をハルツバージャイトと呼ぶ.

第4図は, ひとつのハルツバージャイト/レールズライト層の中で, 両者がどのように分布しているかを示すものである. 層厚 10m 足らずの間で, 両輝石に対する単斜輝石の体積比は大きく変動し, ハルツバージャイト



第3図. 両輝石に対する単斜輝石の体積比の頻度分布. 10%弱と20%弱の2ヶ所に明らかなピークが存在する.



第4図. ルート SA 3 (第1図)におけるハルツバージャイト, レールズライトの空間分布. 両者はかなり小さいスケールで混ざり合っている. 南西側を下にし, また, サンプル地点間が1m以内の場合のみ実線で連結してある.

とレールズライトはかなり小さいスケールで混ざり合っていることがわかる(第4図).

### 4. パイロクシナイト

主として単斜輝石, 斜方輝石から成り, クリノパイロクシナイトないし単斜輝石に富むウェブスタライトである.

単斜輝石は半自形から他形である. 斜方輝石はハルツバージャイト/レールズライトのものと同様に, 変成鉱物から成る仮像として認められるが, 粒径は単斜輝石と同程度である. クロムスピネルは粒径が小さく, まれである.

第1表. 代表的なマイクロプロブ分析値.

No.	750424-56		TC6-484		750426-40		ah-420				ah-578		
	ol	sp	ol	sp	ol	sp	ol	opx	cpx	sp	ol	cpx	sp
SiO <sub>2</sub>	40.11	0.04	40.07	---	39.57	0.03	40.04	56.00	50.74	0.06	39.25	52.68	0.03
TiO <sub>2</sub>	---	0.18	---	0.23	---	0.17	0.00	0.08	0.11	0.03	0.19	0.38	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	---	13.12	---	15.84	0.02	44.43	0.01	3.94	3.57	46.35	0.00	2.26	28.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	---	51.38	0.03	46.00	---	22.18	0.01	0.66	0.84	22.20	0.00	0.66	37.88
FeO*	10.01	25.65	12.85	30.91	10.08	16.81	9.95	6.59	2.23	13.55	10.90	2.61	20.88
MnO	0.19	0.53	---	0.35	0.15	0.26	0.09	0.12	0.03	0.26	0.30	0.13	0.23
MgO	49.82	8.73	46.72	7.96	49.35	16.11	49.17	32.49	16.72	17.46	48.26	17.15	12.04
CaO	0.02	0.00	0.02	---	0.01	0.01	0.02	0.66	23.86	0.03	0.01	23.36	0.00
Na <sub>2</sub> O	---	---	---	---	0.00	---	0.00	0.00	0.19	0.00	---	0.22	---
K <sub>2</sub> O	---	---	---	---	---	---	0.00	---	---	---	---	---	---
NiO	0.25	0.01	0.37	---	0.25	---	0.40	---	---	---	0.31	0.04	0.09
Total	100.41	99.64	100.05	101.29	99.42	100.00	99.70	100.54	98.30	99.92	99.22	99.47	99.82
Mg*	0.899	0.431	0.866	0.384	0.897	0.667	0.898	0.898	0.930	0.713	0.888	0.921	0.545
Cr*	---	0.724	---	0.648	---	0.251	---	---	---	0.243	---	---	0.473

750424-56・TC 6-484, ダナイト; 750426-40, ウェールライト; ah-420, レールズライト; ah-578, ハルツバージャイト(斜方輝石は三郡変成作用により消失). ol, カンラン石; opx, 斜方輝石; cpx, 単斜輝石; sp, クロムスピネル. Mg\* = Mg/(Mg+Fe\*) 原子比. ただしクロムスピネルの場合はストイキオメトリーを仮定して計算した Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) 原子比. Cr\* = Cr/(Cr+Al) 原子比. FeO\*; 全鉄としての FeO.

## 5. ガブロ

単斜輝石, 斜長石が主な初生構成鉱物である. OYAMA(1983)によれば, 斜長石は完全に変成鉱物で置き換えられており, 緑れん石, ざくろ石, プレーナイト, アルバイト, 石英, ゴイサイト, 炭酸塩等が生じている. 単斜輝石は, 一部が二次的な単斜輝石やアクチノライトになっている. クラスティックな組織が発達しており, 特に単斜輝石は破碎されたり曲げられたりしている.

## 6. O-H 岩体が被った三郡変成作用

O-H 岩体が被った三郡変成作用については OYAMA(1983)に詳細に述べられている. それによれば, この岩体は, ハルツバージャイト/レールズライト中の変成鉱物の組み合わせにより同心円状の3つの鉱物帯に分けることができる. すなわち, 中心部から縁辺部に向かって,

A帯 トレモライト-カンラン石-アンティゴライト

B帯 ディオプサイド-カンラン石-アンティゴライト

C帯 プルース石-カンラン石-アンティゴライト

また, 残留初生鉱物の量比は, 岩体周辺部から中心部に向かって連続的に高くなる. 三郡変成作用による初生鉱物の変化は, 以下のようなものである. カンラン石は, さまざまな度合でアンティゴライト, プルース石に置換されている. 斜方輝石は, ほとんどの場合完全に仮像(カン

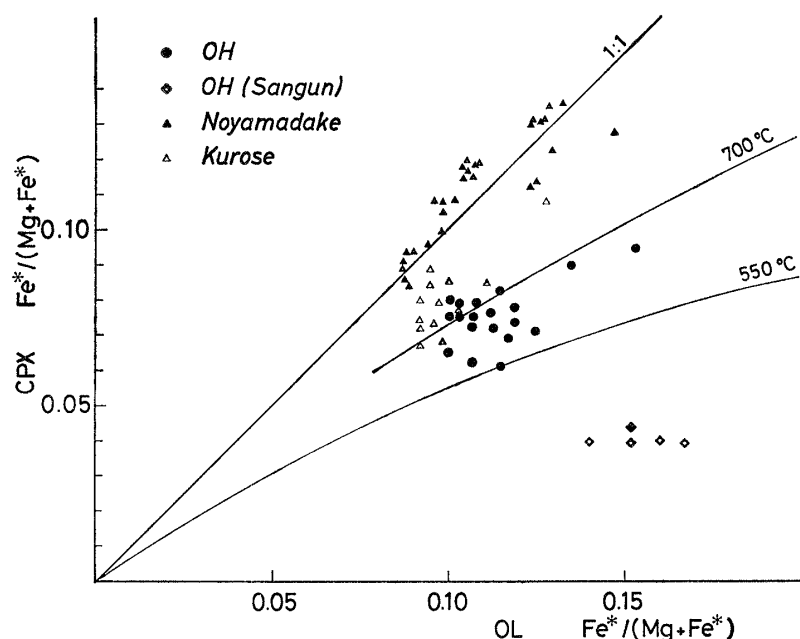
ラン石, ディオプサイド, 蛇紋石, トレモライトの混合物)となっていて, 肉眼では白色を呈する. 岩体の中心部のみ, まれに残留斜方輝石が見られる. クロムスピネルはフェリットクロマイト化が著しく, 緑泥石のコロナが周囲に生じており(荒井, 1978), 初生のクロムスピネルは残留していないことが多い. 単斜輝石は A・B 帯ではほとんど変成作用を免れている. 三郡変成作用で生じた二次的なカンラン石は, しばしば極めて Fe に富む(ARAI & OYAMA, 1981).

## 平衡温度の推定と鉱物の化学組成

筑波大学分析センターのマイクロプロブ(JXA-50A型)を用いて, 初生鉱物の化学組成を測定した. 代表的な分析値を第1表に掲げる. 今回特に詳しく検討したのは, ダナイト/ウェールライト, ハルツバージャイト/レールズライトの各1層ずつで, その位置を第1図に示す.

### 1. 初生鉱物の均質性

カンラン岩類の主な初生鉱物(カンラン石, 斜方輝石, 単斜輝石, クロムスピネル)のうち, 斜方輝石, クロムスピネル(特に Al に富むもの)は, 三郡変成作用の結果消失していることが多く, わずかな残留部分では累帯構造の有無は不明である. ただし, 残留物には累帯構造は認められない.



第5図. 共存するカンラン石と単斜輝石の Mg-Fe 分配. 700°C, 550°C の曲線は, OBATA *et al.* (1974) によった. カンラン石, 単斜輝石のデータは, 野山岳・黒瀬が HIRAI (1986), 三郡変成作用による O-H 岩体のペア(OH(Sangun))が OYAMA (1983)によるものである.

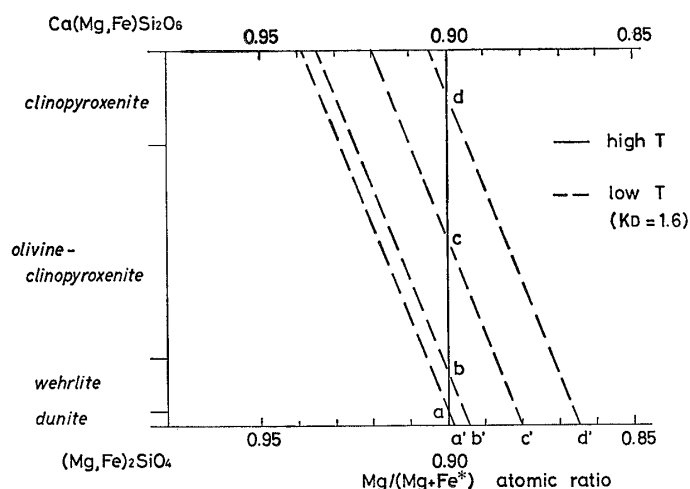
カンラン石は一般に均質であるが, クロムスピネル (Cr に富むもの), 単斜輝石に接する部分のみ, それぞれ Mg, Fe に富むことが多い. 後者の場合, 三郡変成作用によって生じた二次的カンラン石と同様の組成となる. 単斜輝石は一般にリムの方が Al, Cr, Ti にわずかに乏しい傾向がある (ARAI, 1975). また, 初生鉱物のコアの組成は, 三郡変成作用によって生じた二次的鉱物の量比と無関係であり, 三郡変成作用の影響を免れていると思われる.

## 2. 平衡温度の推定

カンラン石-単斜輝石間の, Mg-Fe 分配は, 平衡温度のパラメーターとなり (OBATA *et al.*, 1974), O-H 岩体の岩石に対しては最も有効である. 第5図は, O-H 岩体の, 共存するカンラン石-単斜輝石の  $Fe^*/(Mg+Fe^*)$  原子比をプロットしたものである. 比較のために, アルカリ玄武岩中のゼノリスとして得られるマントル・カンラン岩 (野山岳・黒瀬) のもの, O-H 岩体の三郡変成作用により二次的に形成されたカンラン石, 単斜輝石のペアも合わせてプロットした. O-H 岩体のカンラン岩は, カンラン石-単斜輝石の Mg-Fe 分配から見る限り, 三郡変成作用以前に 700°C 弱程度の低温で平衡に達している (第5図). また, O-H 岩体のレーブルライトは, 輝石のソルバスによる温度計では, WELLS (1977) で 920~990°C, LINDSLEY (1983) で 1000°C 前後 (15 kb) を示す. 一方, 野山岳, 黒瀬のカンラン岩は WELLS (1977) でそれぞれ 1200°C 前後, 1000°C 前後を示す (HIRAI, 1986).

前述のように, O-H 岩体のカンラン岩は, カンラン石-単斜輝石間の Mg-Fe 分配, 輝石のソルバスに関する限り, それぞれ 700°C 弱, 1000°C 弱の平衡温度を示す. このことは, カンラン岩類が, 火成ステージの状態からさまざまな変化を受けていることを示す. 三郡変成作用以前の初生的カンラン岩類には, ゼクロ石, 斜長石, フロゴパイトは存在せず, 角閃石としては, パーガス閃石が極めてまれに存在する (ARAI, 1975). したがって, サブソリダスでの主な変化としては, (1). 斜方輝石 (単斜輝石) からの単斜輝石 (斜方輝石) の離溶. 輝石類からのクロムスピネルの離溶 (例えば, GREEN & RINGWOOD, 1967). (2). カンラン石, 輝石類, クロムスピネル間の元素の再分配, が考えられる.

この論文では, カンラン岩の岩石学的性質の重要な指標である, カンラン石の Fo 値とクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比を用いて議論することになるが, これらの, 現在測定によって得られる値は, 上記の (1), (2) のプロセスにより火成ステージの値から変化している可能性がある. カンラン石の Fo 値は, 単斜輝石, クロムスピネルとの Mg-Fe 分配の効果で, 低温で大きく変化する (例えば, ARAI, 1980). この研究で扱った岩石は, クロムスピネルの含有量が低い (多くの場合 1~2%) ため, クロムスピネルの存在によるカンラン石の Fo 値の変化は無視した. 単斜輝石は, しばしば多量に含まれる (第2図) ので, 単斜輝石の存在によるカンラン石の Fo 値の変化は考慮されなければならない. クロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比のサブソリダスでの変化は,



第6図. 高温および低温における, 共存するカンラン石・単斜輝石の  $Mg/(Mg+Fe^*)$  原子比. たて軸は, カンラン石・単斜輝石のモル比. 高温 ( $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1.0$ ) 時にモル比が a~d の岩石の, 低温 ( $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1.6$ ) 時のカンラン石の  $Mg/(Mg+Fe^*)$  原子比は, a'~d' となる.

ダナイトでは無視できる. ハルツバージャイト/ルールゾライトでは, 輝石のツェルマッカイト成分の分解による付加によってクロムスピネルのモードが上昇し,  $Cr/(Cr+Al)$  原子比が変化する可能性がある. 現在その変化を定量的に見積ることはできないが, それほどは大きくないことが期待される(荒井, 未公表)ため, ここでは無視した.

O-H 岩体のカンラン石-単斜輝石間の, Mg-Fe のみかけの分配定数  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = (X^{Mg}/X^{Fe})_{cpx} \cdot (X^{Fe}/X^{Mg})_{ol}$  の平均は, 約 1.6 である. マグマがカンラン岩と平衡にあるような高温 ( $1000^{\circ}C$  以上) では,  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe}$  は 1 に近くなることが予想される (OBATA *et al.*, 1974). そこで, ここで検討する各岩石において  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1.0$  となるようなカンラン石の組成を計算し, それを火成ステージのカンラン石の Fo 値とすることにする.

第6図は,  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1.0$  および 1.6 の時の, カンラン石, 単斜輝石の Mg-Fe 比と, 量比 (モル比) との関係を示したものである.  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1.0$  から 1.6 になった時, 初生的な組成が同じであっても, 単斜輝石のモル比が大きくなるほど Fo 値は小さくなることがわかる. これからの議論で用いるカンラン石の Fo 値は, すべて  $K_{D_{cpx-ol}}^{Mg-Fe} = 1$  となるように補正した値である. また斜方輝石は, 単斜輝石との Mg-Fe 分配において, カンラン石とほぼ同様のふるまいをすると考えてよい (例えば, KRETZ, 1963; MATSUI & NISHIZAWA, 1974) ので, 計算の際便宜上カンラン石に加えた. また, カンラン石と単斜輝石の量比は, サブソリダスで変化しないと仮定したが, これは斜方輝石を含む岩石では厳密には正しくない. カンラン石の Fo 値の実測値と補正した値の違いは, 多くのカンラン岩では Fo 値で 1 以下であった.

## 2. 鉱物の化学組成

### 2-1. カンラン石

ダナイト/ウェールライトでは, Fo 値は 87—90 まで変化する. NiO は 0.3—0.4 wt.%, MnO は 0.1—0.2 wt.% の間で変化する.

ハルツバージャイト/ルールゾライトでは Fo 値は 88—90 まで変化するが, 特に 89—90 の間に集中する. NiO は 0.3—0.5 wt.%, MnO は 0.1—0.3 wt.% の間で変化する.

今回詳細に検討した 2 ルート (第 1 図) について, 層構造に直交する方向の化学組成の変化を第 7, 8 図に示す.

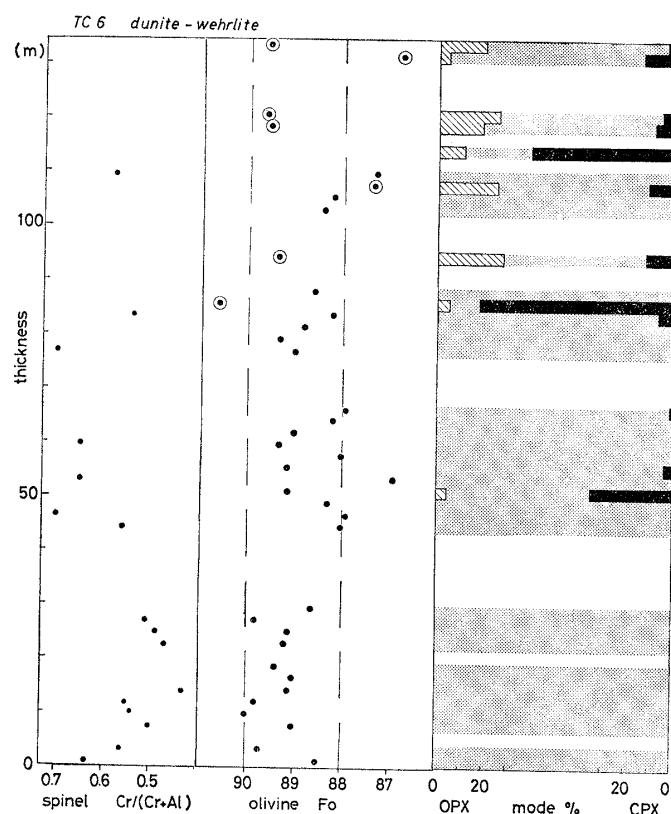
第 7 図は, ダナイト/ウェールライト層 (TC 6) で, モード組成, カンラン石の Fo 値, クロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比を示す. たて軸は層厚で, 便宜上, 上を北東側, 下を南西側とした. ダナイト/ウェールライトだけを見ると, カンラン石の Fo 値は, 南西から北東に向かって 90 から 88 まで全体に減少する傾向がある.

第 8 図は, ハルツバージャイト/ルールゾライト層 (SA 3) で, モード組成とカンラン石の Fo 値を示す. ハルツバージャイト/ルールゾライトのカンラン石の Fo 値は, 先に述べたように, 89 から 90 のほぼ一定した値をとる.

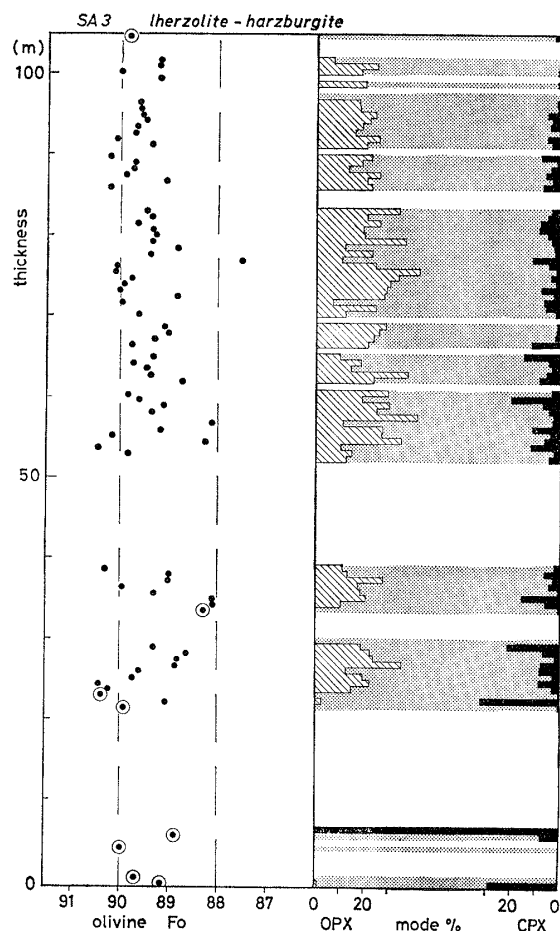
### 2-2. クロムスピネル

ダナイト/ウェールライトでは,  $Cr/(Cr+Al)$  原子比は 0.20—0.75 まで,  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  原子比は 0.40—0.75 まで変化する. これらの間には負の相関が見られる (第 9 図). また,  $Cr/(Cr+Al)$  原子比の増加に伴い,  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$  原子比がやや増加する傾向がある (第 10 図).  $TiO_2$  は, 0.10—0.55 wt.% まで変化する (第 11 図).

ハルツバージャイト/ルールゾライトでは  $Cr/(Cr+$



第7図. TC 6 ルートにおける, モード組成・カンラン石の Fo 値(補正值)・クロムスピネルの  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  原子比の変化. 南西側を下にしてある. クロムスピネルが変成作用により消失している場合は, 組成を示していない. モード組成では斜線が斜方輝石, 網目がカンラン石, 黒が単斜輝石を示す. 二重丸は, ダナイト/ウェールライト以外の岩石を示す.



第8図. SA 3 ルートにおける, モード組成とカンラン石の Fo 値(補正值)の変化. 南西側を下にしてある. モード組成の凡例は第7図に同じ. 二重丸は, ハルツバージャイト/レールズライト以外の岩石を示す.

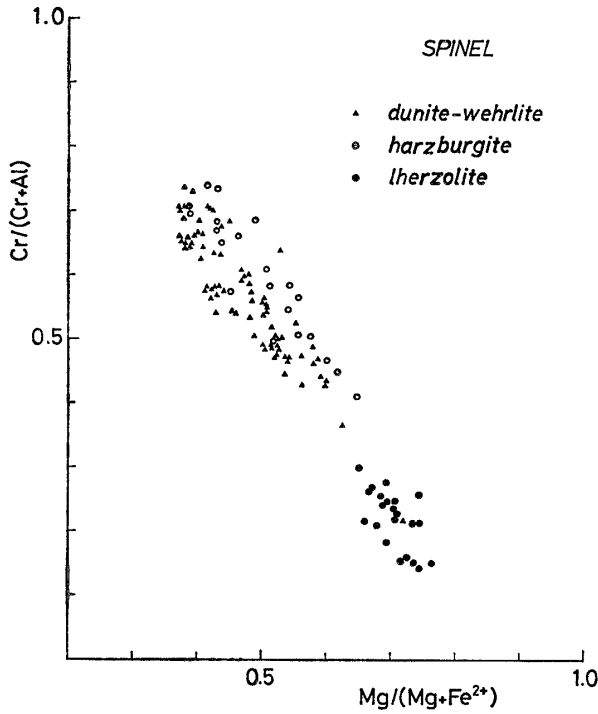
Al)原子比は, 0.15—0.75 まで変化する(第9図).  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 原子比と  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比の間には, 強い負の相関が見られる.  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比には, 0.3 から 0.4 の間に明らかなギャップが存在する(第9図～第11図). このギャップを境にした2つのグループは, 第12図で示すように, モード組成の  $\text{CPX}/(\text{CPX}+\text{OPX})$ 体積比によるグループに対応する. すなわち, ハルツバージャイトのクロムスピネルは,  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比が 0.4 以上, レールズライトのクロムスピネルは 0.3 以下である.  $\text{TiO}_2$  については, ハルツバージャイトでは 0.1—0.3 wt.%, レールズライトでは 0—0.2 wt.% である. レールズライトにおいては,  $\text{TiO}_2$  と  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  原子比との間に弱い正の相関が見られるが, ハルツバージャイトにおいては, 両者に相関関係は見られない(第11図).

次に, ダナイト/ウェールライト, ハルツバージャイト

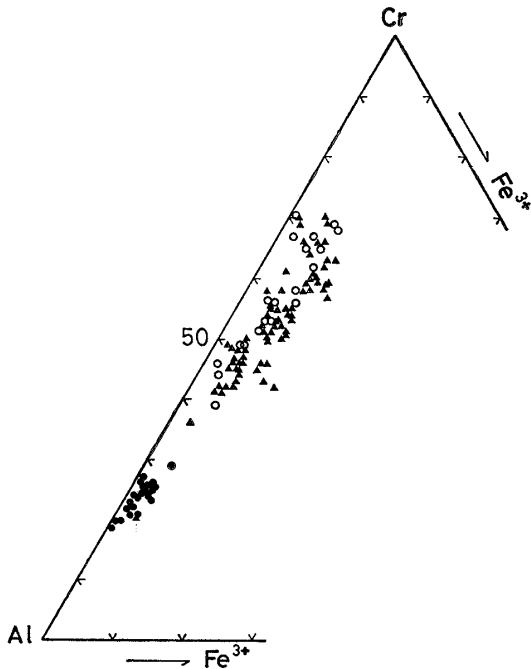
ト, レールズライトのクロムスピネルの組成を比較する. 第9図では, 次のような組成関係が示されている. すなわち, ダナイト/ウェールライトの分布は, ハルツバージャイトの分布範囲を含んでさらに  $\text{Fe}^{2+}$  に富む領域まで広がっている. 類似した関係は, 第10, 11図においても明らかである. つまりダナイト/ウェールライトのクロムスピネルはハルツバージャイトのクロムスピネルの領域を含み, 第10図では  $\text{Fe}^{3+}$ , 第11図では  $\text{TiO}_2$  に富む領域まで広がる.

2-3. カンラン石—クロムスピネルの組成関係について  
第13図に, カンラン石の Fo 値とクロムスピネルの  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比との関係を示す. 第13図には, 先に述べた2ルート以外のものも含まれている. 2ルート以外のものも, 岩石学的性質は2ルートのものと大差ないと思われる.

この図において, ダナイト/ウェールライトは, ハル



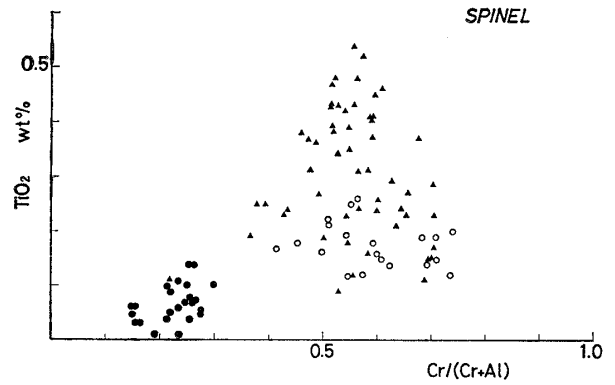
第9図. クロムスピネルの  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  原子比と  $Cr/(Cr+Al)$  原子比との関係. 強い負の相関が見られる.



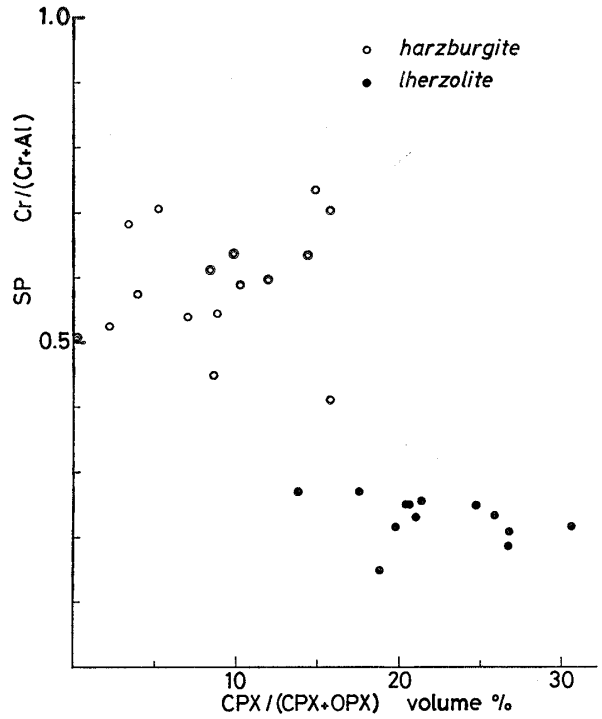
第10図. クロムスピネルの三価の陽イオンの原子比. シンボルは第9図に同じ.

ツバージャイトを含み、かつ、より Fo 値の小さい領域を占める。レールゾライトの近辺にプロットされるダナイト/ウェールライトはまれで、極めて局所的である。

最大の特徴は、ハルツバージャイトが、カンラン石—



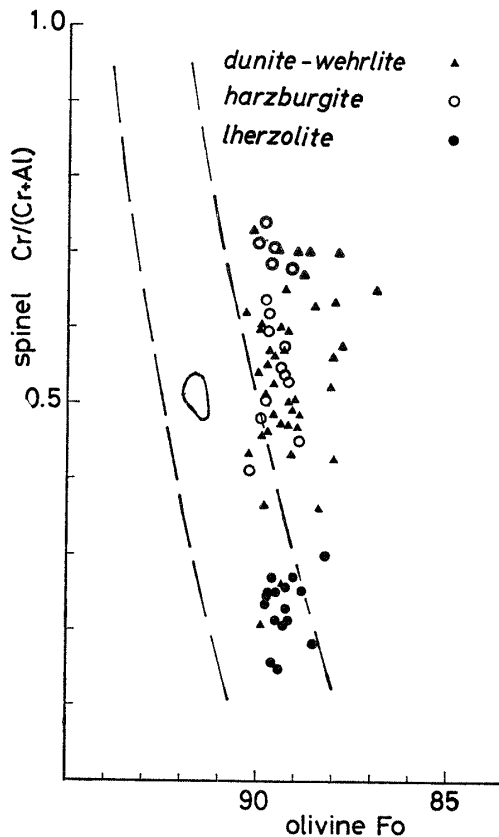
第11図. クロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比と  $TiO_2$  含有量との関係. シンボルは第9図に同じ.



第12図. 岩石のモード組成(両輝石に対する単斜輝石の割合)と、クロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比との関係.

スピネルマンテル列(第13図の破線内; ARAI, 1987)より Fo 値の小さい方へずれることである。明瞭なマンテル・メタゾマティズムを受けていない、ほとんどすべてのハルツバージャイト、レールゾライト(アルカリ玄武岩中の捕獲岩・アルパインタイプを問わず)は、カンラン石—スピネルマンテル列中に含まれる(ARAI, 1987)。例として、第14図に、海洋底より得られたカンラン岩類と MORB の、カンラン石とクロムスピネルのペアの分布範囲を示す。また、ダナイトやハルツバージャイトがマンテル内において、Fe・Ti等に富むマグマの貫入





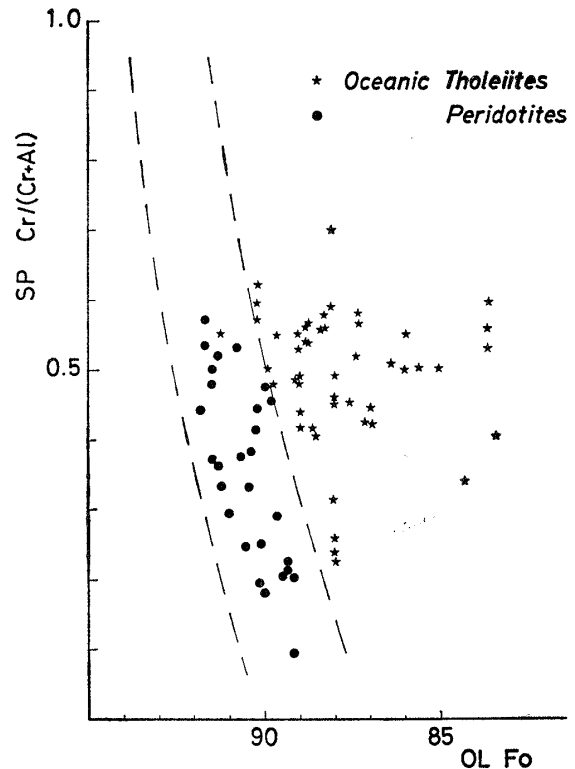
第13図. カンラン石の Fo 値(補正值)と、クロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比との関係. 実線内は多里-三坂, 足立, 関宮岩体のハルツバージャイトの分布範囲を示す (ARAI, 1980). 破線内は, カンラン石-スピネルマントル列 (ARAI, 1987).

や流体の付加などにより汚染を受けた場合は, マントル列より Fo に乏しい方向にずれることが知られている (例えば Goto, 1986 ; ARAI, 1987). 一方, 多里-三坂, 足立, 関宮の, 他の三郡帯のハルツバージャイト (ARAI, 1980) は, 同様の図で非常に狭い範囲に集中し, マントル列の海洋底カンラン岩の領域にきれいに納まる (第 13 図).

#### 2-4. まとめ

(1). O-H 岩体のハルツバージャイトは, その比較的高いクロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比に対して共存するカンラン石の Fo 値が低く, 現在まで知られているマントル・カンラン岩 (ハルツバージャイト・レールズライト) からはずれた特異な性質を有する. 重要な点は, このようなマントル・カンラン岩は, マフィックマグマの貫入, 流体の付加などの汚染を受けた場合のみ形成されていることである.

(2). O-H 岩体のハルツバージャイトと レールズライトは, モード組成 (第 3 図), 初生鉱物の化学組成 (第



第14図. 海洋底から得られるカンラン岩類と MORB の, カンラン石の Fo 値とクロムスピネルの  $Cr/(Cr+Al)$  原子比の関係. 破線は第 13 図と同じ.

11, 13 図)の上で間隙があり, まったく別の組成を有することを示唆する. したがって, 第 4 図は単なるフェーズ・レイヤーリングではなく, “異なった 2 種の物質” が細かく入り混じっていることを示唆する.

(3). O-H 岩体のハルツバージャイトは, カンラン石, クロムスピネルの組成の上では, ダナイト/ウェールライトの一部 (Fo に富みクロムスピネルの  $TiO_2, Fe^{3+}$  が乏しい) と同様である.

## 議 論

### 1. マントル物質としての O-H 岩体

O-H 岩体のレールズライトは, 初生的に比較的 Mg に富むカンラン石 (Fo 89 程度), 斜方輝石, 単斜輝石, 比較的 Al に富むクロムスピネル ( $Cr/(Cr+Al)$  原子比, 0.1~0.3) よりなる典型的なスピネル・レールズライトである. その輝石のソルバスは 1000°C 近い高温を記憶しており, レールズライトがかつて 10 kb 以上の高圧下にあったことは確実である (例えば, GREEN & RINGWOOD, 1967). したがって, O-H 岩体は上部 マントルの断片であると考えてよい.

### 2. 構成岩石の特徴

ダナイト/ウェールライトは, 結晶沈積岩であろう.

ダナイト/ウェールライト層が溶け残りであることを示すような野外での特徴, 例えば, 近接するハルツバージェイト層中でダナイト/ウェールライト層に向かってレールズライト→ハルツバージェイトのように岩相が規則的に変化し, それに伴って構成鉱物の組成がより refractory になる (例えば, QUICK, 1981) といった事実はまったく認められない (第 4, 8 図). 何よりも第 7 図は, ダナイト/ウェールライト層に, 北東方向に向かって鉄に富むようなクリプティック・レイヤーリングが存在することを示唆している. ダナイト/ウェールライト中のカンラン石の Fo 値とクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比は, 比較的未分化なマグマからの初期晶出相であることを示している (例えば第 13 図). 第 10 図や第 11 図の, 比較的 Fe<sup>3+</sup> や Ti に富むクロムスピネルを含むものは, やや分化したマグマから晶出したもの (すなわち, より後期の晶出相) であろう.

また, ハルツバージェイト/レールズライトは, モード組成 (第 2 図) および組織 (protogranular もしくは porphyroclastic) の上から典型的なマントル起源のカンラン岩テクトナイトと同等である (例えば, RINGWOOD (1975) および COLEMAN (1977) の総括を見よ). しかし, O-H 岩体のハルツバージェイトの初生鉱物の化学組成はやや特異であり (第 13 図), カンラン石・クロムスピネルの組成に関する限りメルト, 流体による汚染を受けたマントル・カンラン岩の特徴を示す (ARAI, 1987). ただし, それらに特徴的に見られる鉱物の化学組成の系統的な変化 (カンラン石, クロムスピネルの組成がマントル列を離れ, 汚染源に向かってそれぞれ Fe, Al に富むようになる, GOTO & ARAI, 1987; 高橋・荒井, 1987) は認められない. 一方, レールズライトは, ほぼカンラン石・スピネルマントル列にのる (第 13 図).

ハルツバージェイトとレールズライトは, 第 13 図においてひとつのトレンドを形成している. これが, ある一連の溶け残りカンラン岩で, 部分溶融の程度の異なるもの示すトレンドの可能性もある. しかし, 両者のカンラン石の Fo 値に違いがないこと, およびクロムスピネル (第 11 図), 単斜輝石 (第 1 表) の Ti 含有量がハルツバージェイトの方が高いことから, その可能性は否定される. また, ハルツバージェイトとレールズライトの間の, モード組成・鉱物の化学組成の間隙の存在 (第 3, 10, 11, 13 図) も, その可能性に否定的である.

第 13 図におけるハルツバージェイトとレールズライトがなすトレンドは, 全体としてクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比が高い部分ほど, 通常のマントル・カンラン岩のなすカンラン石・スピネルマントル列からのず

れが大きくなる傾向を持つ. したがって, このトレンドはレールズライト (カンラン石: Fo 89—90, クロムスピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比: 0.1—0.2) がメルト (Fo 90 程度のカンラン石, Cr/(Cr+Al) 原子比 0.7 程度のクロムスピネルと共存できる) に接することで, 部分溶融を伴う汚染 (例えば, QUICK, 1981) を受けたことにより生じたものである可能性がある. すなわち, ハルツバージェイト/レールズライトのうち, クロムスピネルが Cr に富むものほど汚染を強く受けた (マントル列からのずれが大きい) ものということになる. ハルツバージェイトのクロムスピネル, 単斜輝石の Ti 含有量がレールズライトより高い (第 11 図, 第 1 表) 事実も, これに調和的である. ただしこの場合, ハルツバージェイトがレールズライトより汚染を強く受けたことになる. また, ハルツバージェイト/レールズライトの不連続性 (第 3, 11, 13 図) の説明は困難になる.

### 3. O-H 岩体の形成モデル

以上述べた観察事実およびその解釈を満足する O-H 岩体の形成モデルとしては, 以下の 2 つが考えられる.

(1). ハルツバージェイト/レールズライト中にメルトが通過して壁のカンラン岩を汚染し (部分融解を伴なう), 通路を沈積岩 (ダナイト/ウェールライト) が満たした.

(2). O-H 岩体を構成するカンラン岩類すべてが, クリスタル・マッシュからの“結晶沈積”によって形成された. クリスタル・マッシュはメルト+溶け残り物質よりなっていた. 溶け残り物質が沈積してハルツバージェイト/レールズライトを形成し, 上ずみのメルトからカンラン石・単斜輝石・クロムスピネルが晶出・沈積してダナイト/ウェールライトを形成した. この際メルトは分化し, クリプティック・レイヤーリングが形成された.

もし (1) が成り立つとしたら, ダナイト/ウェールライトのカンラン石, クロムスピネルの組成と, ハルツバージェイトのそれがほぼ一致することから, ハルツバージェイト/レールズライト層中では, ダナイト/ウェールライト層に近い部分にハルツバージェイト, 離れた部分 (ハルツバージェイト/レールズライト層の中心部) にレールズライトが存在するといった規則性が期待される (例えば, IRVING, 1980; QUICK, 1981). しかし, 第 4 図などからも明らかなように, 実際はハルツバージェイトとレールズライトは入り混じってハルツバージェイト/レールズライト層を形成している. また, ダナイト/ウェールライト層中でも, 両側のハルツバージェイト/レールズライト層に支配された対称性のある鉱物の化学組

成の分布が期待される(例えば, IRVING, 1980)が, 第7図からはそのような事実は読み取れない。このように, (1)のモデルでは, O-H 岩体の形成は説明できない。(2)のモデルはかなり複雑ではあるが, 今のところ(1)よりもよいように思われる。

(2)のモデルのプロセスは, Fo 90 程度のカンラン岩, Cr/(Cr+Al)原子比が0.7程度のクロムスピネルと共存できる組成を有するマグマ(メルト)が, 上部マントルを上昇する際に行われたものであろう。これは, 部分ゾーン・メルティング(KUSHIRO, 1968)に近いものかもしれない。

### 謝 辞

本研究は, 荒井の指導のもとに, 大山が静岡大学理学部卒業研究, 井上が筑波大学自然科学類卒業研究として行ったものをまとめたものである。荒井が東京大学大学院学生であった時に得たデータを一部使用した。これらの過程で東京大学の久城育夫, 中村保夫, 荒牧重雄, 元静岡大学学生の藤原正人の諸氏, および岡山県落合町の多くの方々, 特に林一御夫妻の皆様には, 種々の点でお世話になりました。記して感謝の意を表したいと思います。

### 文 献

- ARAI, S., 1975 MS : Petrology of Alpine-type Ultramafic Complexes in the Sangun Zone, Western Japan. *Unpublished D. Sc. thesis, Univ. Tokyo.*
- 荒井章司, 1978 : カンラン岩中の chromian spinel の chlorite コロナの生成と意義。静岡大学地球科学研究報告, **3**, 9-15.
- ARAI, S., 1980 : Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, **21**, 141-165.
- , 1987 : An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *N. Jb. Miner. Monat.*, **8**, 347-354.
- and OYAMA, T., 1981 : Unusual olivine in peridotite from Ochiai-Hokubo ultramafic complex, Western Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **7**, 70-73.
- BOYD, F. R., 1973 : A pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **37**, 2533-2546.
- COLEMAN, R. G., 1977 : *Ophiolites*. 229p., Springer-Verlag, Berlin.
- GOTO, K., 1986 MS : Lamprophyre Dikes and Mafic-ultramafic Xenoliths at Shingu, the Outer Zone of Southwestern Japan. *Unpublished M. Sc. thesis, Univ. Tsukuba*, 53p.
- and ARAI, S., 1987 : Petrology of peridotite xenoliths in Lamprophyre from Shingu, southwestern Japan : implications for origin of Fe-rich mantle peridotites. *Mineral. Petrol.* (in press).
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E., 1967 : The stability field of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 151-160.
- HASHIMOTO, M., 1968 : Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, [II], **17**, 99-162.
- HIRAI, H., 1986 MS : Petrology of Ultramafic Xenoliths from Noyamadake and Kurose, Southwestern Japan. *Unpublished D. Sc. thesis, Univ. Tsukuba*, 181p.
- IRVING, A. J., 1980 : Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Amer. Jour. Sci.*, **280-A**, 389-426.
- KRETZ, R., 1963 : Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *Jour. Geol.*, **71**, 773-785.
- KUSHIRO, I., 1968 : Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **73**, 619-634.
- LINDSLEY, D. H., 1983 : Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477-493.
- MATSUI, Y. and NISHIZAWA, O., 1974 : Iron(II)-magnesium exchange equilibrium between olivine and calcium-free pyroxene over a temperature range 800 °C to 1300 °C. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, **97**, 122-130.
- MERCIER, J.-C. C. and NICOLAS, A., 1975 : Textures and fabrics of upper mantle peridotite as illustrated by xenoliths from basalts. *Jour. Petrol.*, **16**, 454-487.
- OBATA, M. and NAGAHARA, N., 1987 : Layering of alpine-type peridotite and the segregation of partial melt in the upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 3467-3474.
- , BANNO, S. and MORI, T., 1974 : The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene : an application of the simple mixture model to olivine solid solution. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, **97**, 101-107.
- OYAMA, T., 1983 MS : Petrology of Metaperidotites in the Ochiai-Hokubo Ultramafic Complex, Sangun Zone. *Unpublished M. Sc. thesis, Univ. Tsukuba*, 66p.
- QUICK, J. E., 1981 : The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 413-422.
- RINGWOOD, A. E., 1975 : *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. 618p., McGraw-Hill Inc., New York.
- 高橋奈津子・荒井章司, 1987 : Olivine-spinel よりみた

幌満カンラン岩体一起源の異なる種類のマントル物質—日本火山学会講演予稿集(1987年度春季大会), p. 4.

WELLS, P. R. A., 1977 : Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral.*

*Petrol.*, **62**, 129-139.

WOOD, B. J. and BANNO, S., 1973 : Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.

(要 旨)

荒井章司・井上知子・大山隆弘, 1988 : 三郡帯, 落合-北房超マフィック岩体の火成岩岩石学 : 予察的報告. *地質雑*, **94**, 91-102. (ARAI, S., INOUE, T. and OYAMA, T., 1988 : Igneous petrology of the Ochiai-Hokubo ultramafic complex, the Sangun zone, western Japan : a preliminary report. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 91-102.)

三郡帯, 落合・北房超マフィック岩体(O-H 岩体)は主としてダナイト/ウェールライト(d/w)ハルツバージェイト/レールズライト(h/l)の互層から成り, 全体として三郡変成作用を被っている. 詳しく調べた1つのd/w層には, カンラン石のFo値が90—87の間で単調に変化するようなクリブティック・レイヤーリングが認められる. h/l層のカンラン石のFo値は90—89の間ではほぼ一定である. hとlにはモード組成およびクロムスピネルのCr/(Cr+Al)原子比で間隙がある. 構成鉱物の化学組成の上からは, hはd/wのうち最もMgに富むグループと一致する. hは, 一般的なマントル起源のハルツバージェイトと同様のモード組成を有するがよりFeに富む. O-H岩体はメルトとそれにより同化・部分融解されバラバラになったマントル・カンラン岩の混合物からの結晶の沈積により形成された. これはマントルでの部分ゾーンメルティングの結果かもしれない.