山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質 —— 他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較 ——

Petrological characteristics of serpentinites in the Kobotoke Group,
the Sasago area, Yamanashi Prefecture
—— a comparison with other Circum-Izu Massif serpentinites ——

荒 井 章 司 (Shoji Arai)*
石 田 高 (Takashi Ishida)**

Serpentinized peridotites with or without plagioclase are distributed in the Setogawa, Kobotoke, Hayama and Mineoka Groups, the eastern extension of the Shimanto belt, encircling the northern end of the Izu Massif. They can be collectively named, therefore, "the Circum-Izu Massif serpentinites".

Serpentinites in the Kobotoke Group of the Sasago area are derived from harzburgite and lherzolite with or without plagioclase. Olivine, orthopyroxene and plagioclase were almost completely altered. Chemical compositions of chromian diopside, chromian spinel and Ca-rich amphibole are equivalent to those in peridotites from the Mineoka belt, and are slightly but distinctly different from those in peridotites from the Setogawa belt and the Hayama belt. $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ (Fe^* , total iron) atomic ratio of chromian diopside in the Kobotoke-Mineoka peridotites is lower by 0.01 on average than that in the Setogawa-Hayama peridotites. Ca-amphiboles of the former peridotites are more enriched in Al and Na than those of the latter peridotites. Peridotites of the Setogawa and the Hayama belts are also characterized by a higher abundance of Ca-rich amphiboles than the Kobotoke-Mineoka ones. These petrographical differences are due to the lower equilibrium temperature and higher H_2O availability of the upper mantle from which peridotites in the Setogawa and the Hayama belts were derived.

I. はじめに

石田 (1987) により, 山梨県大月市笹子の小仏層群から蛇紋岩が発見され, その産状が報告された。伊豆地塊の周囲には, 西から瀬戸川層群 (高沢, 1976; Takasawa, 1976; 荒井ら, 1978; 荒井・内田, 1979), 小仏層群 (石田, 1987), 三浦半島葉山層群 (狩野ら, 1975; Uchida and Arai, 1978), 房総半島嶺岡帯 (兼平, 1976; Uchida and Arai, 1978; Arai and Uchida, 1978; 荒井, 1981) に, 蛇紋岩類が, フィリピン海プレート北端とほぼ平行に分布している (第1図)。ここで, これらの, 主として四万十帯の東方延長部分に分布する蛇紋岩類を, まとめて "環伊豆地塊蛇紋岩類" と

呼称することを提唱したい。フィリピン海プレート北端付近のテクトニクスを考える上で, 笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質を明らかにし, 他の環伊豆地塊蛇紋岩類と比較する事は重要であると考えられる。

II. 産 状

産状および地質学的背景は石田 (1987) に述べられている。JR 中央線笹子駅東方約 1 km (C 地点) および南方約 2 km (A, B 地点) の 3ヶ所において, 小仏層群中に蛇紋岩の露頭が確認されている (石田, 1987)。C 地点のものは小規模で, 蛇紋岩の変質も著しいので, 本研究においては, A, B 両地点の蛇紋岩を取り扱う。

* 筑波大学地球科学系
〒305 茨城県新治郡桜村天王台 1-1-1

** 山梨大学教育学部地学教室
〒400 甲府市武田 4-4-37

(昭和 62 年 5 月 26 日受付
昭和 62 年 8 月 6 日受理)

第1図 位置図。環伊豆地塊蛇紋岩類（星印）および古第三系の堆積岩類（打点部）の分布を示す。太実線、太破線、それぞれ断層および推定断層。黒点列、トラフ軸（フィリピン海プレートの縁）。

蛇紋岩体は、いずれも比較的小規模（30 m 以下）であり、小仏層群の頁岩および砂岩の堆積構造にはほぼ調和的に定置している。ただし、A 地点では周囲の堆積岩との間に明瞭な断層粘土をはさみ、堆積岩中に蛇紋岩由来の粒子は認められない。B 地点では、蛇紋岩は著しく角礫岩化し、周囲の堆積岩中に蛇紋岩由来の礫、粒子が認められ、岩体自体も礫または礫岩である可能性が高い。この産状は、瀬戸川帯の場合（荒井ら、1978）と同様である。A 地点の蛇紋岩は、破碎が著しく、鏡肌で囲まれた球状のボールダーサイズ以下のブロックと粉碎された蛇紋岩の混合物であり、嶺岡帯のものと類似している。

III. 顕微鏡による記載

蛇紋岩類の蛇紋岩化の程度は、いずれの露頭のものにおいても著しく高く、蛇紋石（クリソタイル/リザルダイト）、タルク、緑泥石、方解石が大量に生じている。原岩のモードの測定は困難であるが、しばしば大量に存在するバスタイト（第2図 b）、単斜輝石（しばしば変質を免れて存在する）の量から判断して、多くの場

合ハルツバージャイト、一部レールゾライトであろう。ダナイトは発見されなかった。バスタイトは、主としてタルクよりなり、その形態および単斜輝石のブレブ、ラメラの存在等から、もと斜方輝石である事が知れる（第2図 b, c）。カンラン石、斜方輝石は、クロムスピネルに完全に包有されている場合のみ残存する（第2図 a）。単斜輝石も多くの場合変質が著しい。普通は、細粒で、バスタイトの縁に付着していたり、ブレブなどとしてバスタイト中に存在する。粗粒の場合、パーティングが著しく（第2図 c）、パーティング面に沿って蛇紋石化などの変質が進行している。クロムスピネルは、他形で、鏡下での色が暗褐色から黄褐色と、岩石ごとに大きく変化する。しばしば、球～棒状のカンラン石、斜方輝石を包有する。角閃石は、少量ではあるが、かなり普遍的に見出される。バスタイトに伴われる事が多く、形状は、脈状、針状、他形粒状等さまざまである。ソーシュライトもしばしば見出される。ソーシュライトは、不定形であるが、しばしば一定方向に伸長している（第2図 b）。

第2図 笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の偏光顕微鏡写真。(a) スピネルに包有された残留斜方輝石 (Op)。スケールは0.5 mm, オープンボーラー, No. B-2。(b) バスタイト化した斜方輝石 (B) に付随する角閃石(バーガス閃石) (A)。スケールは0.5 mm, オープンボーラー, No. A-2。(c) バスタイト化した斜方輝石 (B) に付随するクロムディオプサイド (Cp)。パーティングが発達している。Cp はバスタイト中にブレブとしても存在する。スケールは1 mm, オープンボーラー, No. A-12。(d) ソーシュライト化した斜長石 (暗黒部分)。スケールは1 mm, 直交ボーラー, No. A-12。

IV. 鉱物の化学組成

1. カンラン石

クロムスピネルに完全に包有された場合のみ残留している。Fo 値は93~94 と高く, NiO 含有量も0.5 wt% 前後と高い。この組成は, 比較的低温でのクロムスピネルとの元素交換反応によりもたらされたものである (Arai, 1980)。

2. 斜方輝石

カンラン石と同様, クロムスピネル中の包有物として産するもののみ残留している。第1表に掲げたものは, 長径約0.1 mmの楕円形の包有物 (第2図a) で, $Mg/(Mg+Fe^*)$ (Fe^* , 全鉄) 原子比0.914で, Al_2O_3 , Cr_2O_3 をそれぞれ, 2.55, 0.70 wt% 含む。

3. 単斜輝石

代表的なマイクロプロブ分析値を第1表に掲げる。クロムディオプサイドで, Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 , Na_2O をそれぞれ, 2~4, 1.0~1.5, 0.1~0.2, 0.4~0.5

wt% 含む。多くの場合, $Mg/(Mg+Fe^*)$ 原子比は, 0.91~0.93 の間に入る。 $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$ 原子比は, ほとんど0.46~0.49 の間に入り, 平均0.473である (第3図)。この値は, 嶺岡帯のカンラン岩中のもの (0.470) とほぼ同等であるが, 瀬戸川帯のもの (0.480), 葉山帯 (三浦半島葉山層群) のもの (0.484) より小さい (第3図)。

4. クロムスピネル

代表的分析値を第1表に示す。 $Cr/(Cr+Al)$ 原子比は0.2~0.6 と変化が大きい (第4図, 第5図)。多くのものは0.3~0.6 の間に入り, また $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 比と弱い正の相関が認められる (第4図)。第4図に示す様に, $Cr-Al-Fe^{3+}$ 比に関して, ほぼ, 嶺岡帯のハルツパージャイト, レールゾライト中のものとは一致する。また, 瀬戸川帯および葉山帯のハルツパージャイト, レールゾライト中のものは, $Cr-Al-Fe^{3+}$ 比に関してほぼ同等であり, 嶺岡帯および小仏帯のものより系統的に Fe^{3+} に富む (第4図)。

第3図 環伊豆地塊蛇紋岩類のクロムディオブサイドの $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ 原子比 (Fe^* , 全鉄)。n, 分析数。イタリックの数字は平均値。

$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比と $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 原子比の関係においても、小仏帯のものと嶺岡帯のもの、瀬戸川帯のものと葉山帯のものは、それぞれ類似している(第5図)。すなわち、第5図において、小仏帯のものは嶺岡帯のハルツバージャイト、レールゾライトのものとほぼ重なり、瀬戸川帯、葉山帯のハルツバージャイト、レールゾライトのものより、 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 比が高い。瀬戸川帯、葉山帯のスピンネルは、やはり第5図においても、ほぼ重なった分布を示す。

5. 角閃石

角閃石のうち、他形で分離した粒子として産するものは、Al, Na に富むパーガス閃石(Hawthorne (1981)によると pargasitic hornblende)である(第6図, 第1表)。また、針状、脈状のものは、Na, Al に乏しく(第6図), Cr_2O_3 含有量も 1 wt% 以下である。パーガス閃石は、 Cr_2O_3 を 2 wt% 前後、 TiO_2 を 0.5 wt% 以下含む(第1表)。 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ 原子比は 0.92 前後である。このような角閃石は、嶺岡帯のカンラン岩類に極少量産するものに類似した組成を有する(第6図)。瀬戸川帯、葉山帯のカンラン岩類の角閃石の多くは、

edenitic hornblende ~ magnesio-hornblende (Hawthorne, 1981) であるのと対照的である(第6図)。

嶺岡帯および小仏帯のカンラン岩類の角閃石の組成は、K に著しく乏しい事を除けば、スピネルカンラン岩捕獲岩中のパーガス閃石の平均的な組成(例えば、Wilkinson and LeMaitre, 1987)に極めて近い。同様に K に乏しいパーガス閃石は、一の目潟カンラン岩捕獲岩中に見出される(Aoki and Shiba, 1973; Takahashi, 1980; Arai, 1986)。一方、葉山帯および瀬戸川帯のカンラン岩類の角閃石は、Al, Na により乏しい上に、トレモラ閃石までほぼ連続的に変化し、より低温での形成を示唆する(Evans, 1982)(第6図)。

V. 議 論

嶺岡帯、葉山帯、瀬戸川帯の、他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較を試みる。

1. 貫入年代

笹子付近の蛇紋岩体は、周囲の小仏層群の堆積岩に礫を供給している(石田, 1987)。従って、小仏層群の堆積年代(渡部, 1985)を考えれば、貫入年代は漸新世 ~ 中新世であろう。これは、瀬戸川層群の蛇紋岩(荒井ら, 1978)の貫入年代とほぼ同等と考えられる。葉山帯(狩野ら, 1975)、嶺岡帯(荒井ら, 1983)でも、蛇紋岩の貫入年代は、中新世が考えられている。従って、環伊豆地塊蛇紋岩類の貫入年代は、全体として漸新世 ~ 中新世であるが、瀬戸川帯、小仏帯が葉山帯、嶺岡帯に比べてやや古い可能性がある。

2. 岩石学的性質

瀬戸川帯、嶺岡帯および葉山帯の蛇紋岩類の原岩のカンラン岩類に共通の特徴は、しばしば斜長石を含む事である。ただし、斜長石はほとんどの場合ソーシュライト化している。斜長石はCaに富み(Takasawa, 1976; 荒井・内田, 1979)、比較的Crに富む($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比 0.5 前後)スピネル、Mgに富むカンラン石(Fo_{90-91})と共存している。小仏帯の場合は、カンラン石は残存していないが、スピネル中の斜方輝石包有物(前述)の $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ 比 (0.914) から考えて、カンラン石の組成は Fo_{91} 以下であろう。また、ソーシュライト(斜長石)と $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 原子比 0.5 前後のスピンネルが共存している点も、小仏帯のカンラン岩と他の環伊豆地塊のカンラン岩の共通の性質であろう。

より細部の岩石学的特徴を見ると、興味深い事実が明らかになる。小仏帯のカンラン岩類は、クロムディオブサイドの $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ 比、クロムスピネ

第4図 環伊豆地塊蛇紋岩類のクロムスピネルのCr-Al-Fe³⁺原子比。スピネルのストイキオメトリーを仮定して計算した。ST, 瀬戸川帯; HY, 葉山帯。

ルのCr-Al-Fe³⁺比, Cr/(Cr+Al)比とMg/(Mg+Fe²⁺)比の関係, 角閃石の組成など, あらゆる性質が嶺岡帯のハルツバージャイト, レールゾライトと同様である(第3図~第6図)。ただし, 嶺岡帯のハルツバージャイト, レールゾライトの角閃石の出現頻度およびモードは, 小仏帯のものに比べて圧倒的に低い。特にAl, Naに乏しい, トレモラ閃石的なものはまれである。小仏, 嶺岡帯のハルツバージャイト, レールゾライトは, 上記の諸性質のいずれにおいても, 葉山, 瀬戸川帯のもの(この両者はまたよく似る)と明瞭に区別される(第3図~第6図)。また, 葉山, 瀬戸川帯のものには, しばしば, 角閃石が大量に生じており(Uchida and Arai, 1978; 荒井・内田, 1979), 小仏, 嶺岡帯のものには, 角閃石はまれであるか, または少量生じているのみである。

3. 形成条件

斜長石(An>90)は瀬戸川帯(Takasawa, 1976)お

よび嶺岡帯(荒井, 未公表)のカンラン岩では残留しているが, 葉山, 小仏帯ではすべてソーシュライト化している。これらのソーシュライトはCaに富む斜長石起源であると考えられる(Uchida and Arai, 1978)ので, 環伊豆地塊蛇紋岩類にしばしば含まれる斜長石はCaに富む(An>90)と思われる。Caに富む斜長石は, Fo₉₀₋₉₁のMgに富むカンラン石, Cr/(Cr+Al)原子比0.5前後のCrに比較的富むスピネルと共存している。すなわち, これらの斜長石カンラン岩は, かなり“deplete”していると言える。これは, 比較的Alに富むスピネル(Cr/(Cr+Al)比<0.2), 比較的Naに富む斜長石(An<80), Fo₈₉₋₉₀のカンラン石を含む, 幌満岩体(Niida, 1984; 高橋, 未公表)および一の目潟捕獲岩(Takahashi, 1986)の斜長石レールゾライトと対照的である。

岩石のCr/(Cr+Al)比が上昇すると, レールゾライト中のスピネルの安定領域が低高圧両側に広がり(例

第5図 環伊豆地塊蛇紋岩類のクロムスピネルの $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 原子比と $Cr/(Cr+Al)$ 原子比の関係。
 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 比は、スピネルのストイキオメトリーを仮定して計算した。ST, 瀬戸川帯; HY, 葉山帯。

えば, Green, 1964; MacGregor, 1970), 斜長石を晶出させるためには, かなりの低圧を必要とする。An+Fo $\rightleftharpoons$ En+Di+Spの反応に対するCrの効果は, 現在定量的に見積る事はできないが, 環伊豆地塊蛇紋岩類の原岩は, 10 kb (Kushiro and Yoder, 1966) よりかなり低圧(おそらく5 kb~10 kb)の上部マントル物質であろう。同様のカンラン岩は, Quick (1981a, b) により Trinity ophiolite (カリフォルニア) から報告されており, やはり6 kb前後で形成されたと解釈されている (Quick, 1981a)。

クロムディオプサイドの $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$ 原子比の違いは, 小仏および嶺岡帯のものが, 瀬戸川および葉山帯のものより平衡温度が高い可能性を示唆している。スピネルの $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 比の違い(第5図)およびクロムディオプサイドと斜方輝石間のMg-Fe分配の違い(荒井・内田, 1979)もこれと調和的である。また, 前述した, 角閃石の組成の違いもこれと調和的のように思える。また, 含水鉱物の量と平衡温度には一応の相関関係が認められるが, それらに因果関係が存在するかどうかは不明である。しかし, 例えば,

第6図 環伊豆地塊蛇紋岩類のカルシウム角閃石の $O=23$ とした時の $(Na+K)$ 原子の数と Al^{IV} 原子の数の関係。Pa, パーガス閃石。小仏帯のものうち $(Na+K)$ が0.5以下のものは針状細粒結晶として産するもの。

低温グループのカンラン岩類は、大量に供給された H_2O に富む低温の流体により冷却された可能性がある。特に、葉山帯のカンラン岩類の角閃石は、トレモラ閃石からマグネシオホルンブレンドまで連続的に変化しており、これは、マントル・カンラン岩が、水の供給を受け易い場所で連続的に冷却された事を示すものであろう。冷却の具体的プロセスは、稿を改めて論

ずるつもりであるが、今のところ、四国海盆の拡大 (Kobayashi and Nakada, 1978) に伴って生じた大規模な横ずれ断層に沿う循環海水による局所的な加水作用を考えている (荒井・阿部, 1987)。

VI. 結 論

(1) 笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩の原岩のカンラ

第1表 構成鉱物の代表的マイクロプロブ分析値

Mineral	opx	cpx		spinel		amphibole	
Sample	B-2	B-1	A-12	B-1	B-1	B-1	A-1
SiO ₂	56.06	53.51	53.04	—	—	45.41	46.31
TiO ₂	0.00	0.16	0.21	0.00	0.13	0.38	0.44
Al ₂ O ₃	2.55	2.83	3.71	43.78	26.61	13.62	12.85
Cr ₂ O ₃	0.70	1.53	1.56	24.91	40.98	1.75	1.94
FeO*	5.67	2.29	2.68	13.19	19.85	3.03	2.92
MnO	0.00	0.09	0.00	0.17	0.20	0.05	0.10
MgO	33.85	17.01	16.70	18.22	13.41	19.36	18.62
CaO	0.87	22.99	22.87	—	—	12.05	12.49
Na ₂ O	0.07	0.41	0.36	—	—	3.01	2.90
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	—	—	0.00	0.00
Total	99.82	100.93	101.18	100.28	101.18	98.71	98.64
O	6	6	6	4	4	23	23
Si	1.9363	1.9277	1.9076	----	----	6.3353	6.4615
Al	0.1038	0.1203	0.1573	1.4207	0.9459	2.2403	2.1136
Ti	0.0000	0.0043	0.0057	0.0000	0.0031	0.0398	0.0465
Cr	0.0191	0.0435	0.0443	0.5422	0.9775	0.1936	0.2138
Fe*	0.1637	0.0690	0.0806	0.3038	0.5007	0.3536	0.3408
Mn	0.0000	0.0027	0.0000	0.0039	0.0050	0.0058	0.0121
Mg	1.7431	0.9137	0.8954	0.7478	0.6031	4.0271	3.8734
Ca	0.0323	0.8873	0.8812	----	----	1.8011	1.8674
Na	0.0046	0.0290	0.0251	----	----	0.8134	0.7841
K	0.0000	0.0000	0.0008	----	----	0.0000	0.0000
Ni	0.0016	0.0033	0.0009	----	----	0.0049	0.0071
Mg*	0.914	0.930	0.917	0.744	0.599	0.919	0.919
Mg(Cr)	0.899	0.489	0.482	(0.270)	(0.485)		
Fe*(Al)	0.084	0.037	0.043	(0.707)	(0.470)		
Ca(Fe3+)	0.017	0.475	0.474	(0.023)	(0.045)		
Cr*				0.276	0.508		

FeO*, Fe*, それぞれ全鉄としての FeO, Fe. Mg*, Mg/(Mg+Fe*) 原子比。ただし、スピネルの場合は、Mg/(Mg+Fe²⁺) 原子比 (ストイキオメトリーを仮定して計算)。Cr*, Cr/(Cr+Al) 原子比。

ン岩類は、ハルツバージャイト、レールゾライトであり、種々の記載岩石学的性質が嶺岡帯のものに極めて良く似ている。

(2) 環伊豆地塊蛇紋岩類の原岩は、いずれもしばしば斜長石を含むという共通した特徴を有する。しかし、これらは、記載岩石学的諸性質において、2つのグループ(小仏、嶺岡帯および葉山、瀬戸川帯)に分ける事ができる。

(3) 岩石学的性質の違いの多くは、平衡温度の違いで説明できる。すなわち、環伊豆地塊蛇紋岩類は、高温グループ(小仏、嶺岡帯)および低温グループ(葉山、瀬戸川帯)に分ける事ができる。また、低温グループのカンラン岩には角閃石などの含水鉱物が、しばしば大量に生じている。

謝 辞 筑波大学大学院学生、高橋奈津子氏には、薄片製作、マイクロプロブ分析の際、種々御援助していただいた。ここに深く感謝します。2名の匿名の査読者のコメントは建設的かつ有益であった。ここに感謝します。

引用文献

- Aoki, K. and Shiba, I. (1973), Pargasites in lherzolite and websterite inclusions from Itinomegata, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* **68**, 303-310.
- Arai, S. (1980), Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *J. Petrol.*, **21**, 141-165.

- 荒井章司(1981), 房総半島嶺岡帯の火成岩と超塩基性岩, 日本地質学会第88年学術大会巡検案内書, 59-72.
- Arai, S. (1986), K/Na variation in phlogopite and amphibole of upper mantle peridotites due to fractionation of the metasomatizing fluids. *J. Geol.*, **94**, 436-444.
- 荒井章司・阿部直樹(1987), 嶺岡帯の超塩基性岩類, 日本地質学会第94年学術大会講演要旨集, 483.
- Arai, S. and Uchida, T. (1978), Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**, 176-179.
- 荒井章司・内田 隆(1979), 瀬戸川帯の超塩基性岩類の平衡条件について, 静岡大地球科学研報, **4**, 19-24.
- 荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁(1983), 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩について, 地質雑, **89**, 287-297.
- 荒井章司・下川浩一・高橋輝章(1978), 瀬戸川帯の超塩基性・塩基性岩類の貫入形態に関して, 地質雑, **84**, 691-693.
- Evans, B.W. (1982), Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. (eds.), Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral., **9B**, 91-113.
- Green, D.H. (1964), The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *J. Petrol.*, **5**, 134-188.
- Hawthorne, F.C. (1981), Crystal chemistry of amphiboles. In Veblen, D.R. (ed.), Amphiboles and other hydrous pyriboles-Mineralogy. Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral., **9A**, 1-102.
- 石田高(1987), 山梨県大月市笹子町の小仏層群から産出した蛇紋岩, 地質雑, **93**, 233-236.
- 兼平慶一郎(1976), 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状, 地質学論集, **13**, 43-50.
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明(1975), 三浦半島笠付近の堆積性蛇紋岩, 地質雑, **81**, 641-644.
- Kobayashi, K. and Nakada, M. (1978), Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku Inter-arc Basin. *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S391-S402.
- Kushiro, I. and Yoder, H.S., Jr. (1966), An-Fo and An-En relations and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, **7**, 337-362.
- MacGregor, I.D. (1970), The effect of CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃ and Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites. *Phys. Earth Planet. Int.*, **3**, 372-377.
- Niida, K. (1984), Petrology of the Horoman ultramafic rocks in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 197-250.
- Quick, J.E. (1981a), Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *J. Geophys. Res.*, **86**, 11837-11863.
- Quick, J.E. (1981b), The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 413-422.
- Takahashi, E. (1980), Thermal history of lherzolite xenoliths-I. Petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, northeast Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1643-1658.
- Takahashi, E. (1986), Genesis of calc-alkali andesite magma in a hydrous mantle-crust boundary: petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga Peninsula, northeast Japan. Part II. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 355-395.
- Takasawa, K. (1976), Anorthite in peridotite from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Earth Sci.*, **30**, 163-169.
- 高沢耕一(1976), 瀬戸川層群中の斑状組織をもつ超苦鉄質岩類について, 地球科学, **30**, 317-330.
- Uchida, T. and Arai, S. (1978), Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *J. Geol. Soc. Japan*, **84**, 561-570.
- 渡部芳夫(1985), 小仏帯南西部の小仏層群, 日本地質学会第92年学術大会講演要旨集, 111.
- Wilkinson, J.F.G. and LeMaitre, R.W. (1987), Upper mantle amphiboles and micas and TiO₂, K₂O, and P₂O₅ abundances and 100 Mg/(Mg+Fe²⁺) ratios of common basalts and andesites: Implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. *J. Petrol.*, **28**, 37-73.