

## 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体 —房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源—

荒井章司\*・伊藤 慎\*\*・中山尚美\*\*\*・増田富士雄\*\*\*\*

A suspect serpentinite mass in the Tokyo Bay area : petrology and provenance of serpentinite pebbles in the upper Cenozoic system in the Boso Peninsula, central Japan

Shoji ARAI\*, Makoto ITO\*\*, Naomi NAKAYAMA\*\*\* and Fujio MASUDA\*\*\*\*

**Abstract** Serpentinite pebbles and boulders were found in the Ichijiku Formation of the Kazusa Group (middle Pleistocene) and in the Senhata Formation of the Miura Group (uppermost Miocene) in the Boso Peninsula, central Japan. Although they are highly serpentinitized, some relict textures and minerals indicate that the source rocks are harzburgite-lherzolite and dunite. The harzburgite often contains altered calcic plagioclase. Petrological characteristics of the serpentinite pebbles from the two formations are similar to one another, indicating a common provenance. The serpentinite pebbles share principal petrological characteristics with the "Circum-Izu Massif serpentinites", which were emplaced in the Setogawa, Kobotoke, Miura and Mineoka Groups. However, they are slightly but distinctly different from the nearby Mineoka and Hayama serpentinites in one or more of minor characteristics (amphibole chemistry, degree of hydration and spinel chemistry). Paleocurrent directions of the serpentinite-bearing sediments, combined with the difference of the shape and size of the serpentinite pebbles in the two formations, indicate that the pebbles were derived from a serpentinite mass, named the "Fudojwa serpentinite mass", in the Tokyo Bay area off Fudojwa near Kanaya.

The "Fudojwa serpentinite mass", the source of the Ichijiku and Senhata serpentinite pebbles, is characterized by harzburgite or lherzolite which has Ti-rich pargasite and phlogopite. The petrological variation of the Circum-Izu Massif serpentinites from the Setogawa area to the Mineoka area may indicate the lateral heterogeneity of the relevant upper mantle.

### はじめに

伊豆地塊を取り囲む, 主として古第三系-中新統の分布する地域(西から瀬戸川層群, 小仏層群, 葉山層群お

よび嶺岡層群の分布域; 本論ではそれぞれを瀬戸川帯, 小仏帯, 葉山帯および嶺岡帯と呼ぶ)には小規模な蛇紋岩体が露出している(第1図). これらの蛇紋岩類(荒井・石田(1987)に従い環伊豆地塊蛇紋岩類と呼ぶ)の起源は, 南部フォッサ・マグナ地域すなわちフィリピン海プレート北端部付近のテクトニクス, 地質発達史を考察するうえで重要である. これら環伊豆地塊蛇紋岩類は, 極めて特徴的な共通の岩石学的性質を有しており, 共通の起源(例えば, 同一形成プロセスを有する同一プレートの上層マントル)を示唆している. 一方, より細部の岩石学的性質を見ると, 蛇紋岩体の露出する地域ご

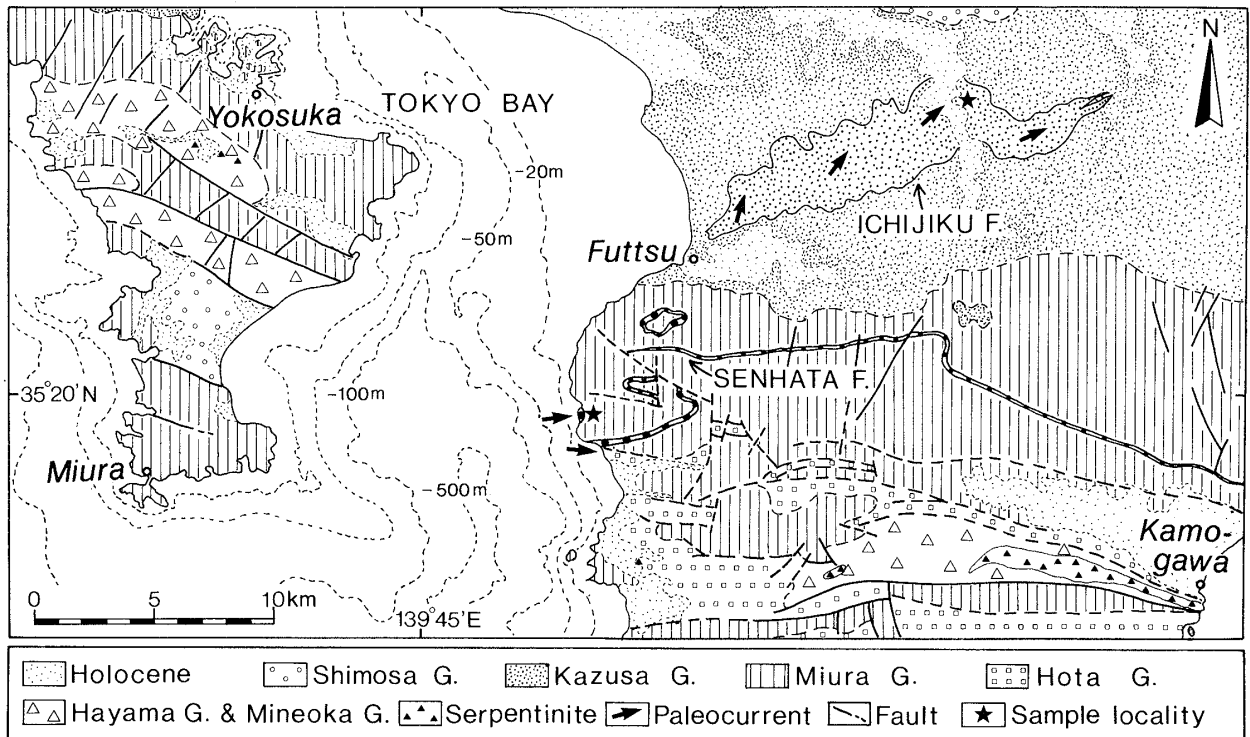
1989年7月12日受付. 1989年12月18日受理.

\* 金沢大学理学部地学教室. Department of Earth Sciences, Kanazawa University, Kanazawa 920, Japan.

\*\* 千葉大学教養部地学教室. Geological Institute, College of Arts and Sciences, Chiba University, Chiba 260, Japan.

\*\*\* 大手開発株式会社. Geothermal Department, Bishimetal Exploration Co., Ltd., 2-11-6 Kandanshikicho, Chiyoda-ku, Tokyo 101, Japan.

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



第1図. 簡略化した東京湾南端周辺の地質図(三梨ほか, 1979 を改変). 蛇紋岩礫の採集地点を星印で示す. G., F. はそれぞれ層群, 層を表す. 地層の分布, 層序などの詳細については他の文献(例えば, 三梨ほか, 1979)を参照.

とに, わずかではあるが明瞭な違いが見られる. これは, 同一プレート内の上部マントルの狭い地域内の不均質性もしくはマントル物質の上昇・貫入プロセスの多様性に帰するものと考えられ, 興味深い.

今回, 房総半島中央部に分布する, 中部更新統の上総層群市宿層および最上部中新統の三浦層群千畑層より環伊豆地塊蛇紋岩類に類似した蛇紋岩の礫を見いだした. そして, その岩石学的性質を明らかにし, 既知の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較を試み, 起源を推定した.

## 地質概説

### 1. 市宿層

千葉県君津市・富津市の鹿野山や鬼涙山<sup>きなだやま</sup>周辺に分布する上総層群市宿層(第1図)は, 細粒~粗粒砂層および細礫層を主体とする最大層厚が約 400 m に達する地層で, 下位の泥質砂層と泥層の互層を主体とする岩坂層に整合で重なり, 上位の砂礫層を主体とする長浜層に不整合で覆われる(三梨ほか, 1961). 市宿層は全体に火砕質で, 一部にスコリア質砂層や火山岩片を多く含んだ礫層が発達している(図版 I-1).

市宿層には高さが 5 m に達する大規模な斜交層理をはじめ, 大小さまざまな大きさの斜交層理や平行層理,

斜交葉理, 平行葉理などの堆積構造が発達している(図版 I-1). これらの堆積構造の配列様式や岩相変化の特徴から, 市宿層は海流サンドウェーブシステムが北あるいは北東方向へ移動を繰り返すことによって形成されたものと考えられる(中山・増田, 1987; NAKAYAMA & MASUDA, 1989). 市宿層の一部からは貝化石のほか, フジツボ, 単体サンゴなどの化石が多産する. 貝化石群集の特徴から市宿層は, 現在の房総半島南部と同様に黒潮と親潮の影響を受ける, 水深が 50~130 m 前後の海底で形成されたと考えられる. 蛇紋岩とともに, 塩基性~酸性の火山岩類, 種々の堆積岩類が礫として認められる(中山・増田, 1987). 古流向の卓越流向は北~北東である(中山・増田, 1987)ので, これらの岩石の供給源は市宿層分布域の南~南西方にある.

市宿層そのものの地質年代は決定されていないが, 上下に重なる地層やそれらと指交関係にある地層の古地磁気(新妻, 1976)や火山灰層序(町田ほか, 1980)の研究から, 60~80 万年前と考えられる.

### 2. 千畑層

房総半島中央部, 千葉県富津市・鋸南町の鋸山周辺に分布する三浦層群千畑層(第1図)は, 礫岩, 凝灰質粗粒砂岩を主体とする層厚が 20~110 m の地層(図版 II

-1)で、下位の泥岩を主体とする天津層、上位の凝灰質泥岩、凝灰岩、凝灰角礫岩互層を主体とする稲子沢層と整合で重なる(O'HARA & ITO, 1980). 千畑層は、東部に向かって急激な礫岩層の厚さや礫径の減少を示し、タービダイト層の三浦層群清澄層の基底部へ漸移する(三梨ほか, 1979).

礫岩や凝灰質砂岩の一部には、級化層理、平行層理、斜交層理および礫のインプリケーションなどの堆積構造が発達し、古流向は東北東方を示している。また、千畑層には貝化石をはじめ、フジツボ、単体サンゴ、石灰藻、腕足貝、有孔虫などの化石が多産する。これらの化石群集には、温暖な浅海域に生息していた群集と、陸棚から斜面にかけて生息していた群集との混在が認められる(O'HARA & ITO, 1980).

これらの特徴から千畑層は、西南西方にあった浅海域で発生した堆積物重力流による陸棚から斜面にかけての運搬・堆積によって形成されたと考えられる。

千畑層の地質年代は貝化石群集(O'HARA & ITO, 1980)や有孔虫群集(石川ほか, 1982)の特徴から、およそ5~6 Ma の中新世末期から鮮新世初期と考えられる。

#### 蛇紋岩礫の記載岩石学

市宿層については、蛇紋岩礫を特に多く含む君津市大野台のスポーツ広場裏の露頭(図版 I-1)より得られた礫を検討した。市宿層の蛇紋岩礫(図版 I-2)は、多くの場合偏平な碁石形であり、最大のもので直径 1.5 cm 程度である。円磨度は極めて高く、表面はつやのある暗褐色でしばしば輝石類の仮像の白斑が認められる(図版 I-2)。蛇紋岩の礫は極めて風化が進んでおり、内部まで黄褐色~褐色を呈する。礫径が小さく蛇紋岩化が強いため原岩の正確なモードの測定は不可能であるが、残留鉱物の種類、組織より推定すると、原岩の約 8 割がハルツパージャイト(または単斜輝石に乏しいレールズライト。ただし、ハルツパージャイトとレールズライトの境界は単斜輝石/全輝石体積比 0.1 に置く)であり、残りがダナイトである。

千畑層中の礫については、千畑層分布域の西端である富津市金谷の不動岩付近の海岸の露頭より得られたものを検討した。千畑層の蛇紋岩礫はしばしば直径 1 m を越える(図版 II-1)。球形度はやや低く、円磨度はかなり低い。蛇紋岩以外の礫はやや小さく、種々の玄武岩、ドレイイト、ホルンブレンドガブロ、結晶片岩類が見いだされる。玄武岩では特に、ピクライト質玄武岩が注目される。ピクライト質玄武岩は環伊豆地塊蛇紋岩に伴って、瀬戸川帯(SAMESHIMA, 1960)、小仏帯(石田ほか,

1988)、嶺岡帯(兼平, 1976; 田崎・猪俣, 1981)で報告されている。結晶片岩としては、角閃岩と緑色片岩が見いだされた。蛇紋岩礫は、直径 1 m を越えるようなものでも、中心部まで蛇紋岩化が完全に進み、かんらん石はすべて消失している。また、風化も進んでおり、やはり礫の中心部においても、黄褐色~褐色を呈している。原岩は、市宿層のものと同様ハルツパージャイト、単斜輝石に乏しいレールズライトおよびダナイトである。ただし、市宿層に比べてダナイトの礫が多く、特に径 1 m を越えるような礫の多くはダナイトである(図版 II-1, 6)。

両層の蛇紋岩礫の記載岩石学的特徴は互いによく似ているため、まとめて記述する。かんらん石はほぼ完全に変質している。大量の蛇紋石のほかには方解石、シリカ鉱物が生じている。方解石やシリカ鉱物の集合体はしばしば蛇紋石中に、丸みを帯びたクロット状に産する(図版 II-2)。これらは蛇紋石化を免れて存在していたかんらん石を置換したものであると思われる。かんらん石は、市宿層中のハルツパージャイト礫中に 1 粒子のみ残留していた。斜方輝石はしばしば残留している(図版 II-2)。完全に変質している場合でも単斜輝石のラメラやブレブは残存している。単斜輝石はしばしばクラックや粒界に沿ってわずかに変質しているのみである。クロムスピネルはハルツパージャイト~レールズライトでは他形で黄褐色~褐色を呈し(図版 II-3)、ダナイトでは自形で暗褐色~不透明を呈する(図版 II-6)。クロムスピネルはしばしば球形~不定形の含有物(後述)に富む(図版 II-3)。そして、ハルツパージャイト~レールズライトがソーシュライトをしばしば含むのが大きな特徴である(図版 I-3, II-4)。角閃石は少量ではあるがハルツパージャイト~レールズライトの試料の約半数に見いだされる。斜方輝石の粒界に産することが多く、形状は他形で粗粒なものから細粒で針状のものまでさまざまである。注目すべきものは、淡褐色を呈するチタン・パーガス閃石の存在である。チタン・パーガス閃石は他形で比較的粗粒である(図版 I-4, II-5)。チタン・パーガス閃石には、やはり淡褐色を呈するフロゴパイトが伴うことがある。また、褐色~濃褐色のケルスート閃石を含むウェールライトと思われる礫(図版 I-5, 6)が市宿層に見いだされた。この岩石は、ケルスート閃石のほかにかんらん石の仮像と思われる蛇紋石、単斜輝石、クロムスピネル、イルメナイトを含む(図版 I-6)。

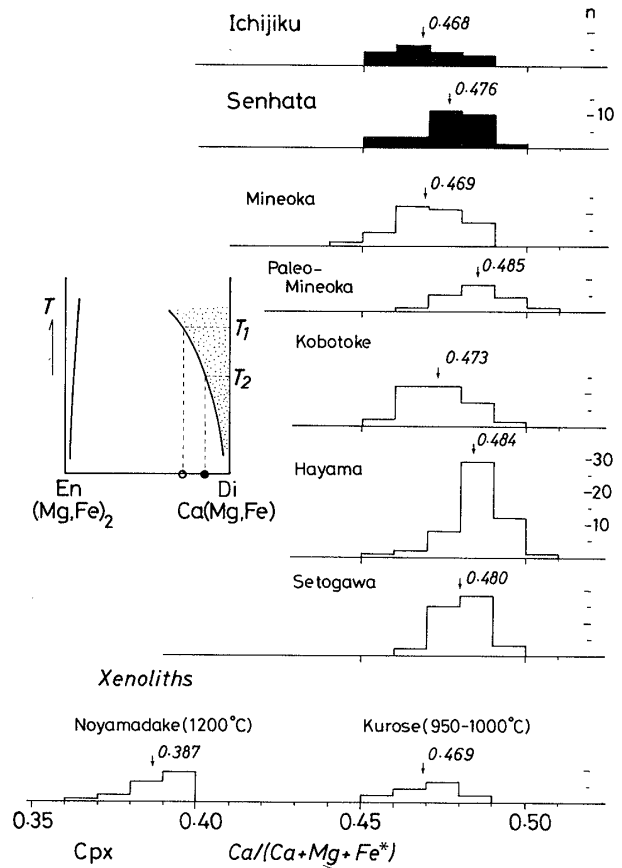
#### 環伊豆地塊蛇紋岩類

前述のように、瀬戸川帯、小仏帯、葉山帯および嶺岡

帯に出現する蛇紋岩(かんらん岩)類には共通の岩石学的特徴がある(荒井・石田, 1987). それは, ハルツバージャイト~レールズライトにおいて, Mg に富む( $Fo_{90\sim 92}$ )かんらん石と比較的 Cr に富む( $Cr/Cr+Al$  原子比= $Cr^*$  比, 0.5 前後)スピネルと Ca に富む( $An_{88\sim 96}$ )斜長石が共生する(TAKASAWA, 1976; 荒井・内田, 1979; 荒井・高橋, 1988)ことである. 斜長石は産状からみてサブソリダスで形成されたものではない(荒井・高橋, 1988). このようなかんらん岩類はかなり特異であり, ほかの場所からはトリニティ・オフィオライト(カリフォルニア)から報告されているのみである(QUICK, 1981). また, クロムスピネルはしばしば斜方輝石+パーガス閃石+フロゴパイトよりなる球形~不定形の含有物を有する. このようなかんらん岩の成因については荒井・高橋(1988)に述べられているが, 10 kb 以下(おそらく 5 kb 前後)での加水条件下での溶け残りマントル物質であろう.

環伊豆地塊蛇紋岩類は以上のような共通の岩石学的性質を有しているが, より詳細に検討すると, 三つのタイプに分けることができる. 一つは, 嶺岡型とも呼ぶべきもので, 嶺岡帯, 小仏帯に現在露出しているすべての蛇紋岩がこれに属する. 嶺岡型のハルツバージャイト~レールズライトの単斜輝石の  $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$  原子比(以下  $Ca^*$  比)( $Fe^*$  は全鉄)は 0.47 前後と比較的低い(第 2 図). また, クロムスピネルの  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$  比(以下  $Fe^{3+}$  比)が低く,  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  比が高い(荒井・石田, 1987). 他の一つは, 葉山型とも呼ぶべきもので, 葉山帯, 瀬戸川帯(北部のものは未検討)に露出するすべての蛇紋岩がこれに属する. 単斜輝石の  $Ca^*$  比が 0.480~0.485 と高い(第 2 図). また, クロムスピネルの  $Fe^{3+}$  比は高く,  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  比は低い(荒井・石田, 1987). 角閃石の組成も嶺岡型, 葉山型で異なり, 前者のものでは高 Na, Al, 後者では低 Na, Al である. また嶺岡型, 葉山型ではパーガス閃石, フロゴパイトの含有量が異なる. すなわち, 前記クロムスピネル中の含有物以外のパーガス閃石, フロゴパイトは, 葉山型のものにおいてはしばしば単斜輝石の量をしのぐほど多く含まれるのに対して, 嶺岡型では存在してもごく少量である(荒井・石田, 1987).

また, 前記の 2 つ以外の型の蛇紋岩の存在も推定されている. 嶺岡帯に産する蛇紋岩砂岩(中新統と推定される)の構成粒子の単斜輝石の  $Ca^*$  比は平均 0.484 と嶺岡型のものより高い(第 2 図). しかし, 同構成粒子のクロムスピネルの組成は嶺岡型のものと同様で,  $Fe^{3+}$  比が低く,  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  比は高い(荒井ほか,



第 2 図. 蛇紋岩礫中の単斜輝石の  $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$  原子比のヒストグラム.  $Fe^*$ , 全鉄. イタリック数字は平均値. 嶺岡帯から瀬戸川帯までの環伊豆地塊蛇紋岩のものも示す(荒井ほか, 1983; 荒井・石田, 1987). また, 比較のために, 島根県野山岳, 福岡県黒瀬のかんらん岩捕獲岩(それぞれ WELLS(1977)で 1,200°C, 950~1,000°C の平衡温度を有する)(ARAI & HIRAI, 1983)についても示す. 挿入図は, 斜方輝石と共存する単斜輝石の  $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$  比が平衡温度に依存することを示す.

1983). これらの砕屑粒子は, 現在嶺岡帯に露出している蛇紋岩に先がけて中新世にほぼ同地域(荒井ほか(1983)の古嶺岡帯)に露出していた蛇紋岩に由来するものと考えられる(荒井ほか, 1983). この, 嶺岡帯にかつて存在したと推定される蛇紋岩の岩石学的性質は, 嶺岡型, 葉山型のいずれとも異なるため, 古嶺岡型と呼ぶ.

環伊豆地塊地域に, 中新世以降貫入した蛇紋岩にいろいろの型(すなわち, かんらん岩の岩石学的性質の不均質性)があるのは, 一般にはそれらが由来した上部マントルの不均質性に帰すことができる. 例えば, 嶺岡型と葉山型蛇紋岩の間の含水鉱物の量や酸化還元状態などの違いは上部マントルの状態の違いによるものであろう.

第 1 表. 蛇紋岩礫の構成鉱物の代表的マイクロプローブ分析値.

	IJK-18(wehr)			I J K - 02 (harz)			IJK-19(d)	S E N - 4 (harz)			SEN-21(d)			
	amph	cpx	sp	opx	cpx	sp	amph	sp	opx	cpx	sp	amph	phl	sp
SiO <sub>2</sub>	41.91	51.64	3.50	57.75	54.73	0.12	45.03	0.01	57.93	53.49	0.00	48.77	41.40	0.01
TiO <sub>2</sub>	5.10	0.61	7.14	0.00	0.06	0.49	2.23	0.09	0.04	0.10	0.06	2.04	1.31	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.65	3.00	13.41	0.96	1.48	13.68	12.19	15.48	2.09	2.39	24.07	8.71	14.42	9.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	1.18	33.95	0.48	1.32	55.00	2.31	54.99	0.49	0.97	41.25	0.59	0.78	53.14
FeO*	9.14	5.53	27.64	5.64	2.15	21.22	3.29	17.10	5.79	2.35	21.65	4.28	4.02	26.69
MnO	0.10	0.15	0.67	0.10	0.10	0.42	0.02	0.23	0.00	0.04	0.20	0.00	0.00	0.18
MgO	15.18	15.46	5.04	34.05	17.67	11.03	18.50	12.19	34.49	17.23	11.75	19.61	24.45	7.63
CaO	11.13	20.20	0.68	1.09	22.90	nd	11.48	0.00	0.77	23.86	0.00	12.01	0.27	0.00
Na <sub>2</sub> O	2.99	0.43	0.08	0.04	0.56	nd	2.35	0.03	0.04	0.23	0.00	1.80	0.68	0.00
K <sub>2</sub> O	0.25	0.01	0.00	nd	nd	nd	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	6.97	0.00
NiO	0.14	0.13	0.27	0.04	0.16	nd	0.00	0.06	0.08	0.02	0.08	0.16	0.34	0.05
Total	98.02	99.08	92.38	100.01	100.99	101.84	97.67	100.18	101.69	100.69	99.08	98.06	94.63	97.93
O	23	6	4	6	6	4	23	4	6	6	4	23	22	4
Si	6.099	1.911	0.123	1.988	1.968	0.004	6.370	0.000	1.960	1.933	0.000	6.827	5.814	0.000
Al	1.999	0.131	0.555	0.039	0.063	0.517	2.033	0.582	0.083	0.102	0.890	1.436	2.386	0.405
Ti	0.558	0.017	0.188	0.000	0.002	0.012	0.237	0.002	0.001	0.003	0.001	0.215	0.138	0.010
Cr	0.050	0.035	0.942	0.013	0.037	1.395	0.258	1.386	0.013	0.028	1.024	0.065	0.087	1.462
Fe*	1.112	0.171	0.812	0.162	0.065	0.569	0.389	0.456	0.164	0.071	0.568	0.501	0.473	0.777
Mn	0.012	0.005	0.020	0.003	0.003	0.012	0.003	0.006	0.000	0.001	0.005	0.000	0.000	0.005
Mg	3.294	0.914	0.234	1.748	0.947	0.527	3.900	0.579	1.739	0.928	0.550	4.092	5.119	0.396
Ca	1.735	0.795	0.026	0.040	0.882	----	1.739	0.000	0.028	0.924	0.000	1.801	0.041	0.000
Na	0.845	0.014	0.006	0.003	0.039	----	0.644	0.002	0.002	0.016	0.000	0.489	0.185	0.000
K	0.046	0.000	0.000	----	----	----	0.075	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	1.249	0.000
Ni	0.016	0.004	0.008	0.001	0.005	----	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.018	0.038	0.001
Mg*	0.748	0.842		0.915	0.936	0.615	0.909	0.578	0.914	0.929	0.554	0.891	0.915	0.392
Cr*			0.629			0.769		0.704			0.535			0.783

IJK, SEN はそれぞれ市宿, 千畑. wehr, harz, d は, それぞれケルスート閃石ウェールライト, ハルツパージャイト, ダナイトを示す. amph, cpx, sp, opx, phl は, それぞれ角閃石, 単斜輝石, クロムスピネル, 斜方輝石, フロゴパイト. nd, 未測定. FeO\*, Fe\*, それぞれ全鉄としての FeO, Fe. Mg\*, クロムスピネル以外では Mg/(Mg+Fe\*)原子比, クロムスピネルでは Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)原子比. Cr\*, Cr/(Cr+Al)原子比. クロムスピネルの Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>はストイキオメトリーを仮定して計算により求めた.

ただし, 平衡温度の違いは, 同一の地温勾配での由来した深度の違い(荒井ほか, 1983), または, 地域による地温勾配の違いを示唆する可能性もあるが, 岩体ごとの, かんらん岩の上昇速度の違いによっても説明可能である.

蛇紋岩礫の鉱物の化学組成

残存する鉱物をマイクロプローブで分析した. 使用した装置は筑波大学分析センターの JXA-50 A(JEOL)と工業技術院地質調査所の JXA-733(JEOL)である. 代表的な分析値を第 1 表に掲げる.

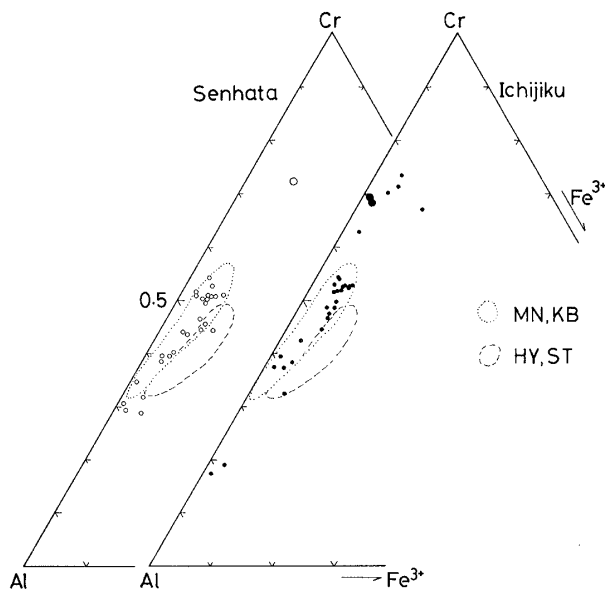
かんらん石: 市宿層のハルツパージャイト礫中に 1 粒子のみ残存していた. Fo 値は 91.6 であり, NiO 量は 0.4 重量 % である.

斜方輝石: 市宿層, 千畑層のものとも, ハルツパージャイト~ルールズライト中のもので Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> をそれぞれ 1~2, 0.5~0.8 重量 % 含み, Mg/(Mg+Fe\*)

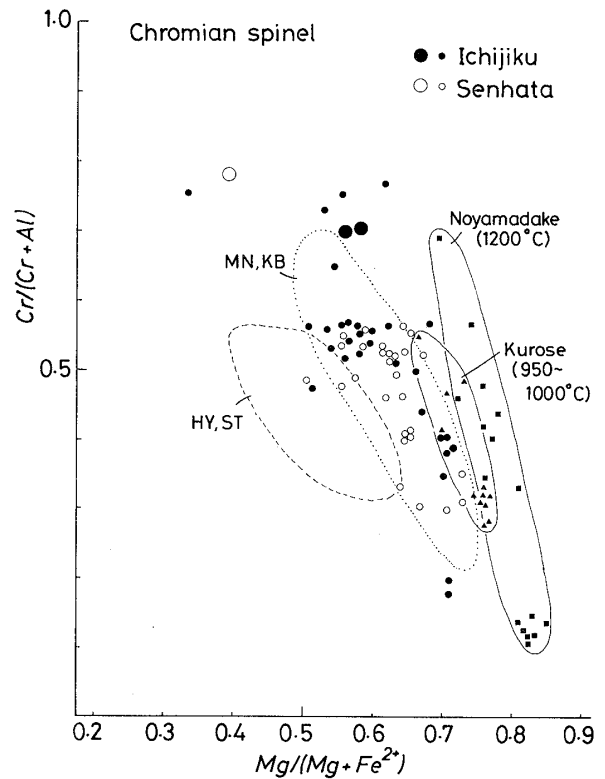
原子比は 0.91~0.92 である(第 1 表).

単斜輝石: 蛇紋岩(かんらん岩)中のものはすべてクロムデオブサイドである. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> をそれぞれ 1~4, 0.7~1.2 重量 % 含み, Mg/(Mg+Fe\*)原子比は 0.93~0.94 であることが多い(第 1 表). Ca\* 比は, 市宿層のもので平均 0.468, 千畑層のもので平均 0.476 である(第 2 図). 従って, 市宿層のものは嶺岡型のものと同様の, また千畑層のものは嶺岡型と葉山型のものの中間的な値を示すといえる. ケルスート閃石ウェールライトのものは Mg/(Mg+Fe\*)比が低く, TiO<sub>2</sub> を 0.6 重量 % 前後含む(第 1 表).

クロムスピネル: Cr-Al-Fe<sup>3+</sup> 関係を第 3 図に示す. Cr/(Cr+Al)原子比はハルツパージャイト~ルールズライトではほとんどが 0.3~0.6 の間にはいる(0.5 前後であることが多い)が, 0.7 を越えるものもある. ダナイトでは 0.7~0.8 と高くなる. Fe<sup>3+</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)原子比は低い(第 3 図). Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)比と Cr/(Cr+



第3図. クロムスピネルの Cr-Al-Fe<sup>3+</sup>原子比. 大きなシンボルはダナイト, 他はハルツバージャイト〜レールズライト. MN, KB, HY, ST は, それぞれ嶺岡帯, 小仏帯, 葉山帯および瀬戸川帯(第6図まで共通)の環伊豆地塊蛇紋岩のデータの領域(荒井・石田, 1987)を示す.



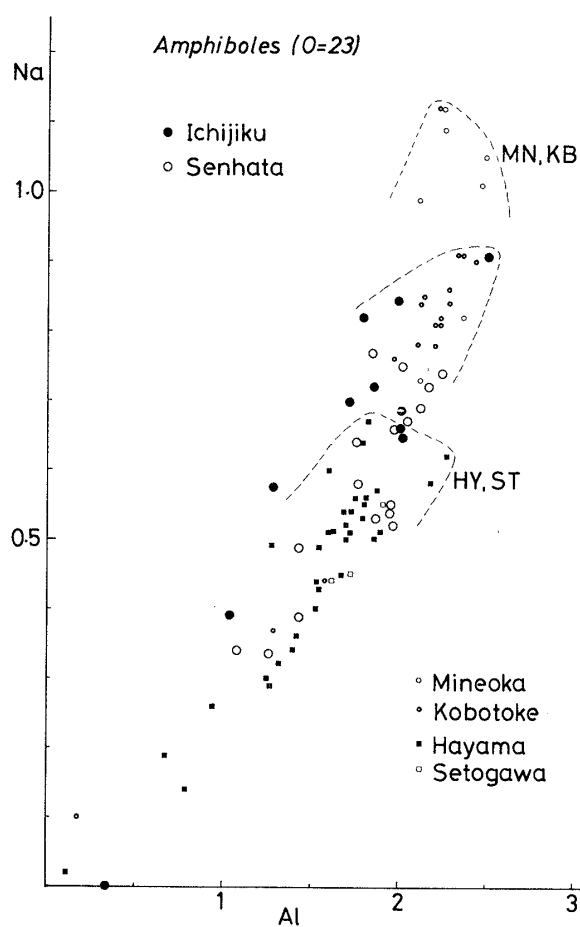
第4図. クロムスピネルの Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)原子比と Cr/(Cr+Al)原子比の関係. 大きなシンボルはダナイト, 他はハルツバージャイト〜レールズライト. 古嶺岡型の蛇紋岩は嶺岡型のものと同じのトレンドを示す(荒井ほか, 1983). 比較のため, 野山岳(黒四角)と黒瀬(黒三角)のかんらん岩捕獲岩の値(HIRAI, 1986)も示す.

Al)比には, ほぼ負の相関がある(第4図). これらの組織的特徴は, 嶺岡型の蛇紋岩のもの(荒井ほか, 1983; 荒井・石田, 1987)とほぼ一致する. ケルスート閃石ウエールライト中のもの(イルメナイトと共存)は TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> に富む(第1表).

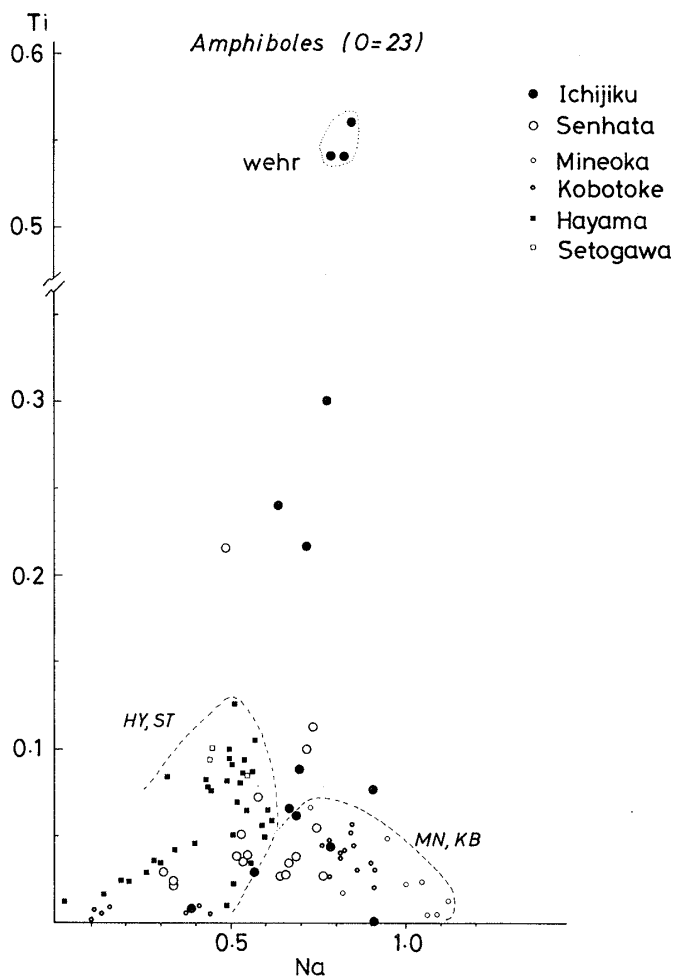
角閃石: 細粒針状のものを除くと, Al, Na 量はやや高く, ちょうど嶺岡型のものと同様のものの中間的な値を有する(第5図). 細粒針状のものは嶺岡型, 葉山型蛇紋岩中にもしばしば認められ, すべて, Al, Na に乏しいトレモラ閃石である(第5図の Al<1 のもの). 市宿層, 千畑層の蛇紋岩の角閃石の最も著しい特徴は, しばしば Ti に富むことである(第1表; 第6図). 第6図より明らかであるが, 嶺岡型のは低 Ti であり, 葉山型のはやや Ti に富むものが多い. 一方, 市宿, 千畑層のものは, しばしば葉山型のものより明瞭に Ti に富む. すなわち, 市宿, 千畑層のハルツバージャイト〜レールズライト礫中の角閃石は中 Al, Na, しばしば高 Ti であって, 嶺岡型(高 Al, Na, 低 Ti), 葉山型(低 Al, Na, 中 Ti)のものとは明確に区別できる(第5, 6図). ケルスート閃石ウエールライト中の角閃石の TiO<sub>2</sub> 含有量は 0~5 重量% まで大きく変化する.

議 論

市宿層と千畑層の蛇紋岩は鏡下での組織, 構成鉱物の化学組成などからみて, ほぼ同一のものとしてよい(第3~6図). ただし, 単斜輝石の Ca\* 比は前者の方がやや低い(第2図). また, これらの蛇紋岩類は Cr\* 比が 0.5 前後のクロムスピネルおよび斜長石を含むハルツバージャイト〜レールズライトを主たる原岩とし, クロムスピネルが斜方輝石-パーガス閃石-フログパイト含有物を有するなどの環伊豆地塊蛇紋岩の一般的特徴を有している. 単斜輝石, クロムスピネルの組成からすると, 葉山型(および古嶺岡型)のものとは明らかに異なり, むしろ嶺岡型に属する. しかし, 角閃石の組成は, 葉山型のものとはもちろん嶺岡型のものとも明瞭に異なる. すなわち, 市宿層, 千畑層の蛇紋岩礫は, 嶺岡帯および葉山帯以外の蛇紋岩体よりもたらされた可能性が高い. なお, 不動岩付近の千畑層の蛇紋岩礫には, 玄武岩(ピクライト玄武岩を含む), ガブロ, 結晶片岩の礫が密



第5図. ハルツバージャイト～レールズライト中の角閃石の Al-Na 関係. 0=23 とした時の原子の数で示す. 破線は嶺岡帯, 小仏帯の蛇紋岩, 市宿層, 千畑層の礫, 葉山帯, 瀬戸川帯の蛇紋岩の領域の上限を示す.



第6図. 角閃石の Na-Ti 関係. 0=23 とした時の原子の数で示す. 市宿層の高 Ti の3点(wehr, ウェールライト中のもの)を除く他のすべてのものはハルツバージャイト～レールズライト中のもの. 破線は葉山帯, 瀬戸川帯のものおよび嶺岡帯, 小仏帯のものの領域を示す.

接に伴うことから, 市宿層, 千畑層に蛇紋岩礫をもたらした蛇紋岩体は, 嶺岡帯の蛇紋岩体と同様にこれらの岩石類を伴っていた(おそらくテクトニック・ブロックとして含有していた)と思われる.

以下の理由から, 筆者らは市宿層, 千畑層の蛇紋岩礫は現在の東京湾内, 嶺岡帯と葉山帯の中程に存在した未知の蛇紋岩体由来であると結論した. (1)蛇紋岩礫はその岩相的特徴から, 供給源を環伊豆地塊蛇紋岩類の分布域である環伊豆地塊地域(瀬戸川-小仏-葉山-嶺岡帯のライン)のほぼ同一の岩体(詳しくは後述), としてよい. (2)市宿層および千畑層の古流向(第1図)より, 供給源は市宿層分布域のおよそ南～南西方, 不動岩の西南西方である. (3)千畑層の礫岩層はその層厚および含まれる礫径が東方に向かって急激に減少すること, および千畑層分布域西端の不動岩付近の礫岩層が脆弱な岩石(蛇紋岩, 結晶片岩など)の大型の礫に富んでいること,

などの事実は, 礫の供給源が不動岩に近いことを示している.

ここでその存在が推定された蛇紋岩体を, 蛇紋岩巨礫を含む千畑層の露出地(富津市金谷の不動岩)の地名をとって“不動岩蛇紋岩体”と呼ぶ. ただし, この岩体の存在を示す他の証拠はいまのところない. 前述のように瀬戸川帯, 小仏帯, 葉山帯, 嶺岡帯の蛇紋岩は構成鉱物の組成, 量比などの違いにより嶺岡型と葉山型に二分される. しかし, 不動岩岩体のものは両型と異なった性質を有している. これは, 環伊豆地塊蛇紋岩類が由来した上部マントルの水平方向の著しい不均質性を示唆していると解することができる. 特に, 不動岩岩体の蛇紋岩には他の環伊豆地塊蛇紋岩類中のものより Ti に富む角閃石(およびフログサイト)の形成が認められる. これらの鉱

物の形成は、ケルスート閃石ウェールライトを作った Ti に富むマグマ(もしくはそれに由来する流体)により二次的になされたものであろう。すなわち、環伊豆地塊蛇紋岩類が由来した上部マントルは平衡温度、含水鉱物(主として Ti に乏しいパーガス閃石、フログパイト)の存在量、酸化還元状態(以上は相関あり)の水平方向の不均質性(荒井・石田, 1987; 荒井・高橋, 1988)のほかに、Ti に富む二次的含水鉱物の局所的形成があったことになる。ただし、前述のように平衡温度については、上部マントルから分離されてからのかんらん岩の上昇・冷却速度の差でも説明可能である。

市宿層(更新統)と千畑層(中新統)の蛇紋岩礫の単斜輝石の Ca\* 比の違いは、嶺岡山地での蛇紋岩砂岩(おそらく中新統)と蛇紋岩体を構成する蛇紋岩(現在露出)中のその関係(荒井ほか, 1983)に類似する。この不動岩岩体の中新世と更新世に露出していた部分の岩石学的性質の違いは、荒井ほか(1983)が議論したような上部マントルでのかんらん岩の垂直方向の不均質性(すなわち、市宿層の蛇紋岩礫は千畑層のものより深部のかんらん岩起源であること)によるものか、または両者の上昇・冷却過程の違いによるものである。いずれにしても、不動岩蛇紋岩体は、現在の東京湾内の、嶺岡帯と葉山帯の中程に 5~6 Ma, 0.6~0.8 Ma に相次いで貫入し、千畑層、市宿層堆積域に礫として供給された。

**謝辞** 本研究は筆者らが筑波大学地球科学系(または地球科学研究科)在籍中に行われたものであり、筑波大学学内プロジェクトにより援助された。筑波大学の関係当局に深く感謝する。マイクロプローブ使用に関しては、地質調査所青木正博、浦辺徹郎両博士、筑波大学分析センター西田憲正氏に大変お世話になった。筑波大学地球科学研究科高橋奈津子氏にはマイクロプローブ分析および野外調査に協力していただき、いろいろ議論していただいた。同横川美和氏には野外調査に協力していただいた。使用した写真の一部は筑波大学地球科学系菊池芳文氏に撮っていただいた。以上の方々に深く感謝する。

## 文 献

ARAI, S. and HIRAI, H., 1983: Petrographical notes on deep-seated and related rocks(1) Mantle peridotites from Kurose and Noyamadake alkali basalts, southwestern Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **9**, 65-67  
 荒井章司・石田 高, 1987: 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—. *岩鉱*, **82**, 336-344.  
 ———・伊藤谷生・小沢一仁, 1983: 嶺岡帯に産する超基性・塩基性砕屑岩について. *地質雑*, **89**, 287-

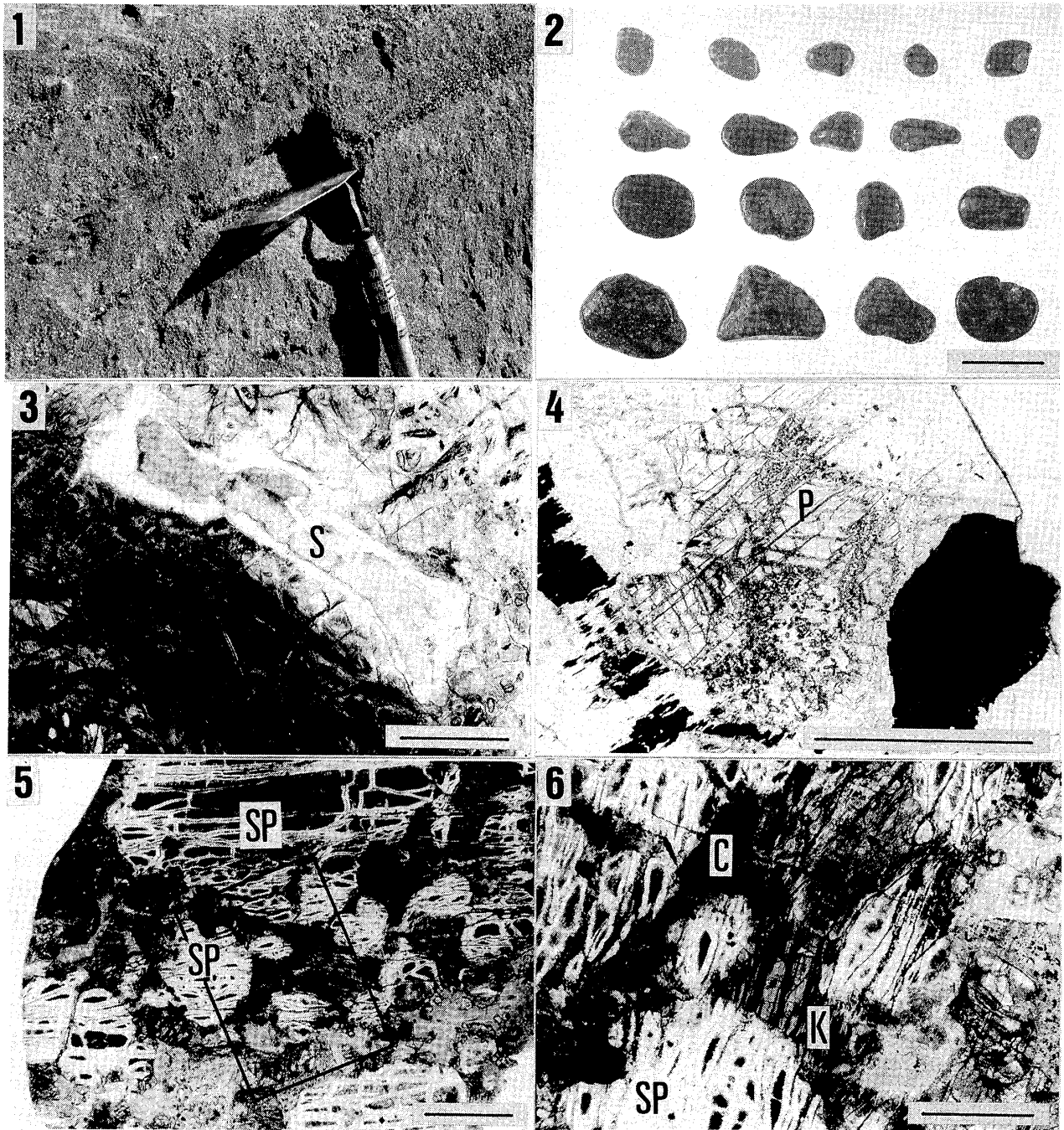
297.  
 ———・高橋奈津子, 1988: 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見. *岩鉱*, **83**, 210-214.  
 ———・内田 隆, 1979: 瀬戸川帯の超塩基性岩類の平衡条件について. *静岡大学地球科学研報*, no. 4, 19-24.  
 HIRAI, H., 1986 MS: *Petrology of ultramafic xenoliths from Noyamadake and Kurose, southwestern Japan*. Unpublished D. Sc. Thesis, Univ. Tsukuba, 181p.  
 石田 高・荒井章司・高橋奈津子, 1988: 山梨県大月市初狩町の小仏層群からピクライト玄武岩の産出. *岩鉱*, **83**, 43-50.  
 石川秀雄・八田明夫・大木良仁, 1982: 房総半島, 千畑レキ岩層に含まれる有孔虫化石. *千葉大教育学部研究紀要*, **31**, II, 11-17.  
 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*, no. 13, 43-50.  
 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980: 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. *第四紀研究*, **19**, 233-261.  
 三梨 昂・矢崎清貫・影山邦夫・島田忠男・小野 暎・安国 昇・牧野登喜男・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉, 1961: 日本油田・ガス田図, 4, 富津-大多喜, 5万分の1. 地質調査所.  
 ———・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加々美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋, 1979: 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図 20(10 万分の1)および地質説明書, 地質調査所, 91p.  
 中山尚美・増田富士雄, 1987: 房総半島, 更新統上総層群市宿層の海流堆積相. *地質雑*, **93**, 833-845.  
 NAKAYAMA, N. and MASUDA, F., 1989: Ocean current-controlled sedimentary facies of the Pleistocene Ichijiku Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. In TAIRA, A. and MASUDA, F., eds.: *Sedimentary facies in the active plate margin*. 275-293, Terra Sci. Pub. Co., Tokyo.  
 新妻信明, 1976: 房総半島における古地磁気層位学. *地質雑*, **82**, 163-181.  
 O'HARA, S. and ITO, M., 1980: Molluscan fossils from the Senhata Formation in the Boso Peninsula. *Prof. S. Kanno Memorial Vol.*, 121-136, pls. 14-17.  
 QUICK, J. E., 1981: Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath Mountains, northern California. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 11837-11863.  
 SAMESHIMA, T., 1960: Picrite basalt dikes in the Palaeogene formation in central Japan. *Rept. Liberal Art Sci. Fac. Shizuoka Univ., Sec. Nat. Sci.*, no. 7, 77-80.  
 TAKASAWA, K., 1976: Anorthite in peridotite from the Setogawa Group, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Earth Sci.*, **30**, 163-169.  
 田崎耕市・猪股道也, 1981: 嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレアイト質玄武岩類. *地質雑*, **86**, 653-671.  
 WELLS, P. R. A., 1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.



## (要 旨)

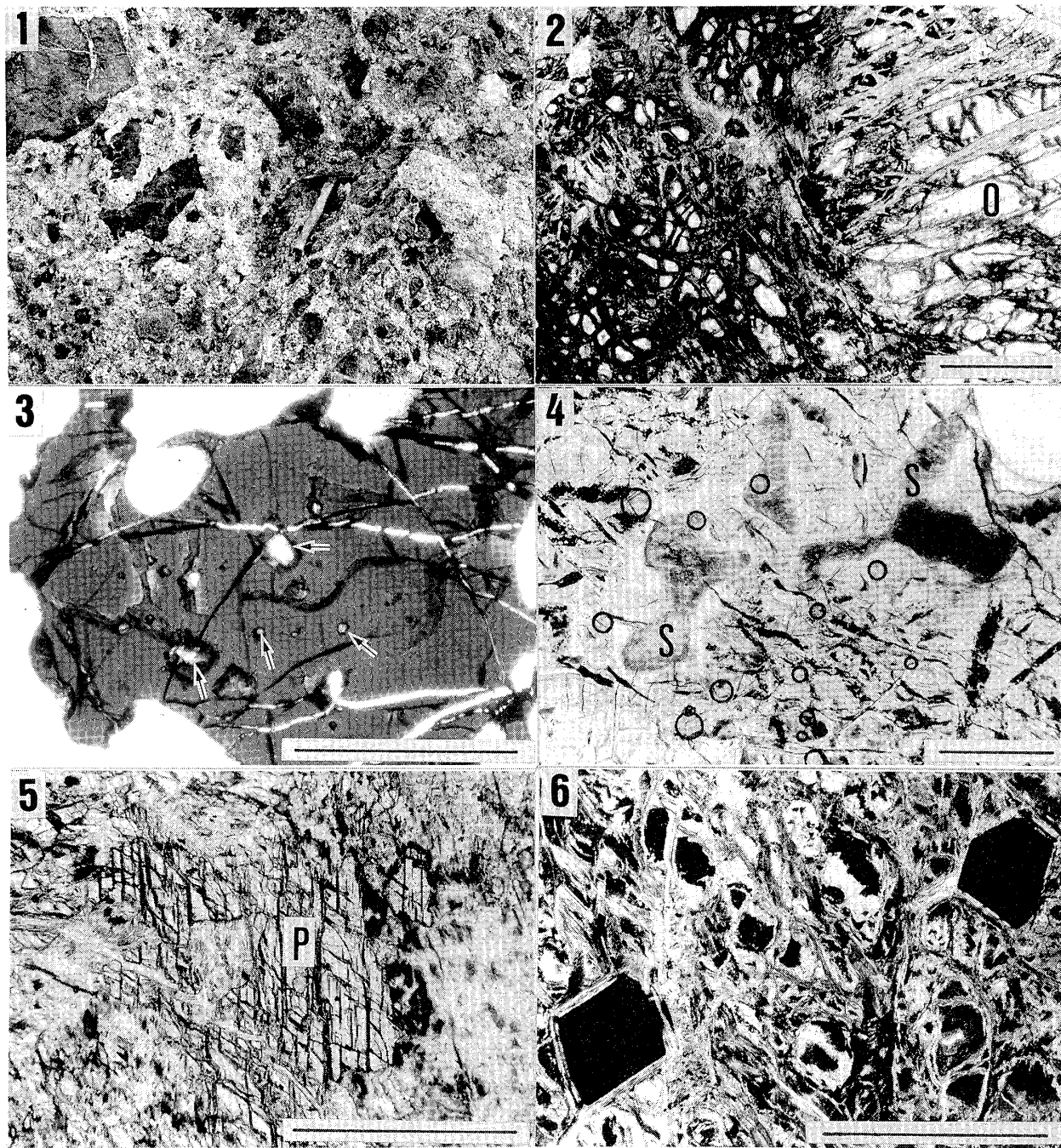
荒井章司・伊藤 慎・中山尚美・増田富士雄, 1990 : 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体—房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源—. 地質雑, 96, 171-179. (ARAI, S., ITO, M., NAKAYAMA, N. and MASUDA, F., 1990 : A suspect serpentinite mass in the Tokyo Bay area : petrology and provenance of serpentinite pebbles in the upper Cenozoic system in the Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 96, 171-179.)

房総半島の上総層群市宿層(中部更新統)および三浦層群千畑層(最上部中新統)より蛇紋岩礫が見いだされた。前者のものは径 1 cm 以下で円磨度が高く, 後者のものはしばしば径 1 m を越える巨礫で円磨度は低い。原岩はしばしば斜長石を含むハルツバージャイトおよびダナイトである。両者の蛇紋岩礫は同一の岩相を有し, 同一の起源を示唆する。また両者は, 瀬戸川, 小仏, 葉山, 嶺岡層群に貫入している環伊豆地塊蛇紋岩類に類似する。近隣の葉山, 嶺岡の蛇紋岩とは, 鉱物の組成がわずかであるが明瞭に異なり, それらからの由来は否定される。古流向, 礫の産状を考慮すると, 礫の供給地として富津市金谷沖付近の東京湾に未知の蛇紋岩体が想定される。この蛇紋岩体のハルツバージャイトは Ti に富むパーガス閃石, フロゴバイトをしばしば含むことが大きな特徴であり, 環伊豆地塊蛇紋岩類が由来した上部マントルの水平方向の不均質性を強く示唆する。



第 I 図版 市宿層の蛇紋岩礫.

1. 君津市大野台のスポーツ広場裏の市宿層の露頭. 中央の測角板の長さは 15 cm.
2. 市宿層中の蛇紋岩礫. スケールは 1 cm.
3. ハルツバージャイト中のソーシュライト(S)の顕微鏡写真. オープン・ポーラー. スケールは 0.5 mm.
4. ハルツバージャイト中のチタン・パーガス閃石(P)の顕微鏡写真. オープン・ポーラー. 右横の不透明鉱物はクロムスピネル. スケールは 0.5 mm.
5. ケルスート閃石ウェールライトの顕微鏡写真. オープン・ポーラー. 白斑は蛇紋石化したかんらん石(SP). かんらん石のまわりの黒色部はケルスート閃石, 単斜輝石, クロムスピネル, イルメナイト等よりなる. 枠は写真 6 の範囲を示す. スケールは 1 mm.
6. ケルスート閃石ウェールライトの顕微鏡写真(5 の枠の部分の拡大). オープン・ポーラー. K, ケルスート閃石. C, クロムスピネル. SP, かんらん石の仮像をなす蛇紋石. スケールは 0.5 mm.



第Ⅱ図版 千畑層の蛇紋岩礫.

1. 富津市金谷の不動岩付近の千畑層の礫岩. 礫の多くは蛇紋岩である.
2. ハルツバージャイトの顕微鏡写真. オープン・ポーラー. O, 一部蛇紋石化した斜方輝石. 写真の左半分に点在する白斑かんらん石を置換したと思われるシリカ鉱物の集合体. スケールは 0.5 mm.
3. ハルツバージャイト中のクロムスピネルの顕微鏡写真. オープン・ポーラー. 包有物(矢印)に富む. スケールは0.5 mm.
4. ハルツバージャイト中のソーシュライト(S)の顕微鏡写真. オープン・ポーラー. スケールは 0.5 mm. 円形のは樹脂中の気泡.
5. ハルツバージャイト中のチタン・パーガス閃石(P)の顕微鏡写真. オープン・ポーラー. スケールは 0.5 mm.
6. ダナイトの顕微鏡写真. オープン・ポーラー. 自形・不透明のクロムスピネル(2粒子)に注意. スケールは 0.5 mm.