

## 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性碎屑岩類について

荒井 章司\*・伊藤 谷生\*\*・小沢 一仁\*\*

Ultramafic-mafic clastic rocks from the Mineoka Belt, central Japan

Shoji ARAI\*, Tanio ITO\*\* and Kazuhito OZAWA\*\*

**Abstract** So-called serpentine sandstones composed almost exclusively of ultramafic and mafic rocks and related mineral grains are found as tectonic blocks in sheared or comminuted serpentinitized peridotites and basaltic rocks in the Mineoka Belt. Serpentine sandstone abruptly changes in lithology into leucocratic quartz-feldspathic sandstone which may be correlated to sandstone or conglomerate of the lower Miocene Hota Group.

Basalt conglomerate or sandstone sometimes forms the lower part of the Mineoka Group, associated with siliceous mudstone and limestone. They are composed of clasts derived from tholeiitic, alkalic and picritic basalts with various texture and grain size.

Serpentine sandstone contains grains of basalts and crystalline schists as well as large amounts of serpentine, and had been formed from the rocks constituting the "Paleo-Mineoka Belt" which emerged on the sea floor by the protrusion of ultramafic-mafic rocks at Miocene time. Later re-movement of ultramafic-mafic rocks to form the present Mineoka Belt dismembered the overlying serpentine sandstone, of which tectonic blocks are now included in sheared ultramafic-mafic rocks. It is possible that basaltic rocks forming the then upper crust protruded as a precursor of the continuing serpentinite protrusion, and made basalt conglomerate and sandstone at early Miocene time.

Mineral chemistry of the serpentine sandstone shows that peridotites of the Paleo-Mineoka Belt may have the lower equilibrium temperature than that exposed at the present Mineoka Belt. Chromian spinel of the Paleo-Mineoka peridotites shows the much wider range of the Cr/(Cr+Al) atomic ratio (0.17 to 0.82) than that of the present Mineoka peridotites (0.33 to 0.69).

Almost monogenetic sediments derived from serpentinite and other kinds of rocks are specific to the tectonic belt having solid intrusion of ultramafic-mafic rocks. Production of clasts may be facilitated by the fragmentation or the comminution during solid intrusion and protrusion of rocks, especially serpentinite. The age of the serpentine sandstone, therefore, may be equivalent to that of the serpentinite protrusion.

## はじめに

千葉県房総半島の嶺岡山地を中心とする、いわゆる嶺岡帯は、大量の超塩基性岩類の存在によって特徴づけられる。嶺岡帯には、超塩基性岩類のほか、塩基性火成

岩類、周辺よりやや古いと言われている嶺岡層群(古第三紀～前期中新世)を主とする堆積岩類、および少量の変成岩類が分布する。

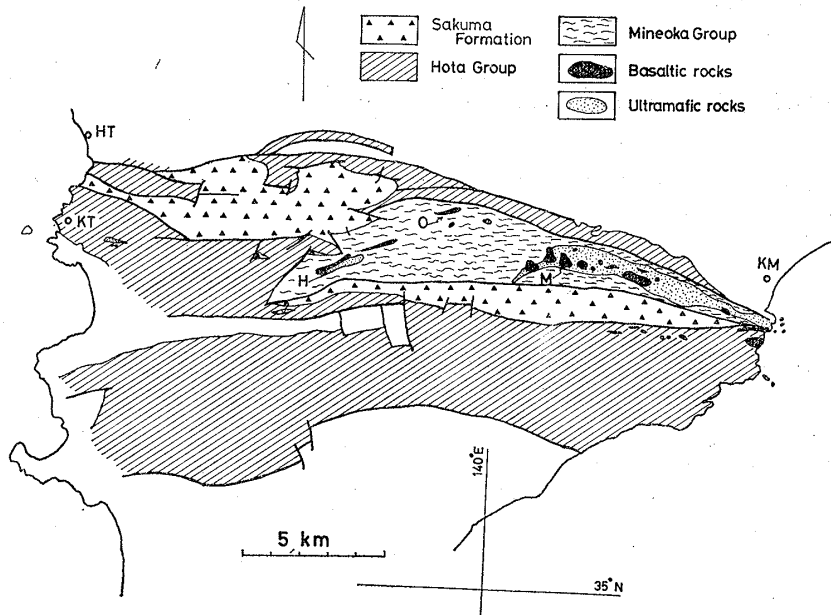
この嶺岡帯の形成機構は、近年のプレート・テクトニクス説の浸透に伴い、次の様な点から注目を集めるに至っている。すなわち、

- (1) 嶺岡帯形成のテクトニックな場の問題(例えば、新妻他, 1979; 小川, 1981),
- (2) 嶺岡帯を構成する超塩基性岩類, 塩基性岩類,

1982年9月20日受理

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

\*\* 東京大学理学部地質学教室, Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Tokyo, 113 Japan.



第1図 嶺岡帯及び周辺の地質概略  
(地質調査所, 1976 による)  
白色部は主として佐久間  
層より上位の地層を示す。  
KM: 鴨川, HT: 保田,  
KT: 勝山, M: 嶺岡浅間,  
O: 大田代, H: 平久里中。

〔変成岩類の岩石学的実体, 時代論, およびそれらの上昇・貫入機構の問題, 等である。

筆者らは, これらの諸問題を解く鍵の一つが, 超塩基性・塩基性岩類と密接に随伴し, かつそれらを主たる原岩とする, 後述する様な特異な碎屑岩類にある, と考え研究を進めてきた(荒井他, 1979; 荒井, 1981). 本論は, これらの碎屑岩類について, 地質学のおよび若干の岩石学的記載をおこない, その意義を論じようとするものである。

### 地質概説

嶺岡帯は, 現在の地すべり堆積物による被覆などにより, 全般に岩石の露出が良好とは言えず, その地質学的研究はあまり進んでいない。

“嶺岡帯”という言葉はあいまいに使用されているが, ここでは, 嶺岡層群に属する堆積岩類, 超塩基性・塩基性岩類の分布する帯状の地域(第1図)をさして用いる事とする。この“嶺岡帯”は, 鴨川漁港付近を東端とし, 富山町平久里中付近を西端とする嶺岡山地と地理的にほぼ一致する。但し, 超塩基性・塩基性岩類は, 嶺岡帯西方延長にあたる東京湾岸の鋸南町勝山付近, および嶺岡帯南方の曾呂川沿いにおいて, 新第三系の保田層群の堆積岩中に小規模に分布しているのが認められる。

嶺岡帯は, 岩石の分布から, 鴨川市松尾寺と丸山町百合塚を結ぶ北北東—南南西の道路付近を境にして東西に二分して論ずる事ができる。

東部では, 超塩基性岩類, 塩基性岩類(特に玄武岩)が卓越し, 堆積岩類の分布は限られている。この地域の地

質に関しては, 兼平(1976), 渋江(1980), 中嶋他(1981)などの研究がある。超塩基性岩類は激しい破碎およびブロック化を受けており, また蛇紋岩化も激しい。超塩基性岩中の残留鉱物(カンラン石, 輝石, クロムスピネル)のモードは, 大きなブロックの中心部でも普通 15% 以下である。原岩は, ほとんどがハルツバージャイトであるが, ダナイトもかなり存在する(UCHIDA & ARAI, 1978; ARAI & UCHIDA, 1978; 渋江, 1980; 荒井, 1981)。超塩基性岩中には, ガプロ, 優白質岩類が, ブロック状あるいは岩脈状に伴っている。玄武岩と超塩基性岩との関係は, 議論の分かれる点で, 兼平(1976), 中嶋他(1981)は, 玄武岩類は海底に露出した蛇紋岩上に流れた溶岩(すなわち, ほぼ現地性)であるとしているが, 荒井他(1979), 渋江(1980)は, 粉碎された超塩基性岩に捕獲されたブロックであるとしている。また, 渡部・飯島(1982)は, 嶺岡浅間においては, 嶺岡層群の堆積岩の下位に, 一部枕状構造を呈する玄武岩類が存在する事を示した。

一方, 嶺岡帯西部では, 嶺岡層群に属する堆積岩類が広く分布し, 超塩基性岩類, 玄武岩類の分布は比較的限られている。この地域の層序, 構造は河井(1957)によりやや詳しく記載され, また最近では, 山田(1980)により研究されている。河井(1957)は, 嶺岡層群を岩質により, 頁岩, チャートを主とする部分と, 砂岩を主とする部分に分けている。一方, 山田(1980)によると, 嶺岡層群は, 珪質頁岩を主とする下部の愛宕山層と, 細粒砂岩と頁岩の互層よりなる上部の神塚層に二分でき, それらの地層は, ほぼ東西の軸を持つ背斜を構成している。ま



第2図 超塩基性・塩基性碎屑岩の産地 国土地理院発行5万分の1地形図「鴨川」及び「那古」を使用).

1: 嶺岡浅間, 2: 平久里中 (蛇紋岩砂岩), 3: 平久里中 (玄武岩礫岩), 4: 大田代.

た, 山田(1980)の愛宕山層中には“硬質砂岩”(地質調査所, 1976)がはさまれ, 顕著な地形的高まりを形成している. 山田(1980)によれば, 愛宕山層の時代は, その放散虫化石から中新世である可能性が高い. また, 平久里中では, 超塩基性岩と玄武岩が明瞭な断層帯をはさんで接しているのが観察される(渋谷, 1980).

#### 超塩基性・塩基性碎屑岩類について

嶺岡帯には, ほとんど超塩基性岩, 塩基性岩の岩片およびそれらに由来する鉱物粒子よりなる特異な碎屑岩類が存在する. 本論で記述する碎屑岩類の産地は第2図に示してある.

#### (1) 超塩基性岩および玄武岩に伴う蛇紋岩砂岩

超塩基性岩および玄武岩の分布域には, しばしば優白質の石英・長石質砂岩のブロックが見出される. 超塩基性岩と断層で接している場合もあるが, 多くは転石である.

嶺岡浅間東方の千葉建材工業の採石場の大露頭は, 主として嶺岡帯特有の粉碎された超塩基性岩と, 一部枕状を呈するやはり破碎された玄武岩よりなっている. この採石場の露頭の最上部, 嶺岡林道のすぐ北側で砂岩が見出された(現在, この部分は, 地すべりに伴う崩壊のため失われている)(第2図の1番). 産状は必ずしもはっきりしないが, 破碎された蛇紋岩と, やはりかなり破

碎された玄武岩(一部ガラス質)の境界付近に, 幅50cmから1mの砂岩層が切れ切れではあるが, 東西方向に数10m追跡できる. この砂岩は優白質で, ラミナが発達しているのがしばしば観察できる. そのほかに, 同採石場の露頭において, 転石として多数の砂岩のブロックが見出される. これらの多くは, しばしばラミナが発達した優白質の細粒から中粒砂岩であるが, そのほかに, 中粒から粗粒で, 時々ラミナの認められる淡灰緑色から暗緑色, 暗褐色の砂岩がしばしば見出される. また, 同採石場および嶺岡浅間において千葉建材工業によって行なわれたボーリング資料によると, 厚さ数cmから数10cmの, ラミナを有する優白質の中粒砂岩が, 粉碎された蛇紋岩, 玄武岩と“互層”して(ボーリングコア中に交互に現われる), 深さ約40mまで存在する.

これらの優白質砂岩は, 石英, 斜長石を主要構成鉱物とするワッケである(第1表). 鉱物粒子としてそのほか, カリウム長石(マイクロクリン, 正長石), 単斜輝石, 黒雲母, 白雲母, 緑泥石, エピドート, ザクロ石, スフェーン, ルチル, ジルコン, 電気石, パンペリー石, ホルンブレンドを含む. また, 主な岩片は, チャート, 泥岩, 火山岩, 結晶片岩である. そして, しばしば, クロムスピネル(第3図)および蛇紋岩片を含む.

一方, 淡灰緑色から暗緑色, 暗褐色の砂岩は, ほとんどの構成粒子が, よく円磨された超塩基性岩, 塩基性岩

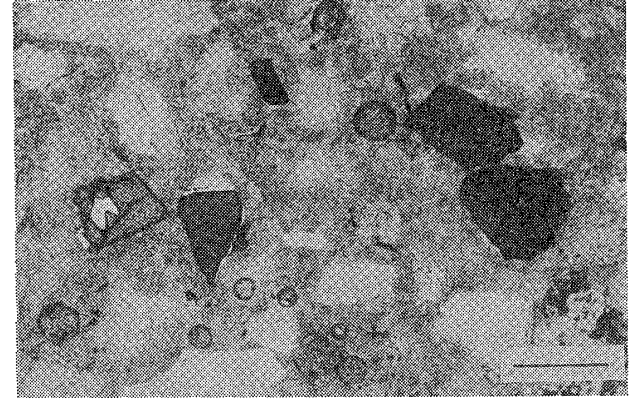
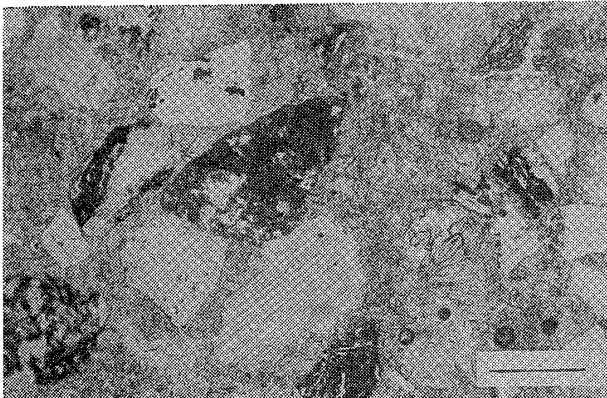
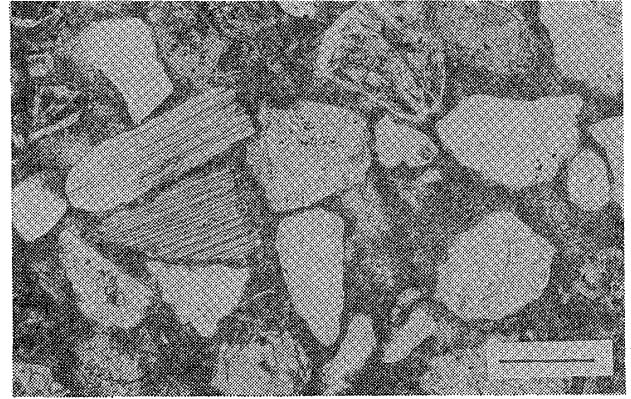
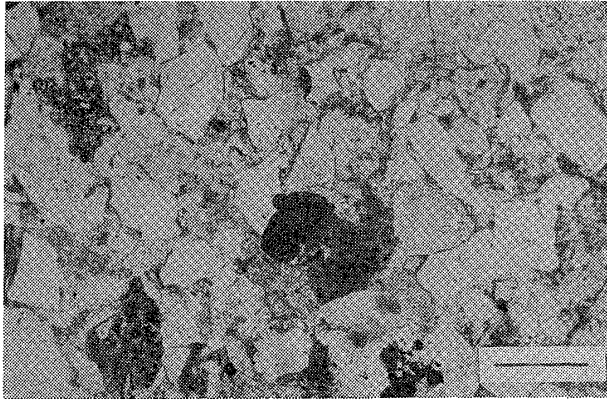
	Serpentine sandstone			Leucocratic sandstone		
	1	2	3	795114 -8*	795114 -3*	
serpentine**	36	38	21	quartz	37	31
serpentine***	1.5	2.0	4.4	plagioclase	15	22
chromian spinel	0.1	0.1	0.8	K-feldspar	4.2	trace
clinopyroxene	0.7	1.1	1.3	other minerals	3.2	1.6
basalt + dolerite	22	19	8.0	calcite	5.5	5.8
metamorphic rocks	0.8	2.4	1.4	lithic	15	8.1
others	6.3	6.4	4.0	matrix	20	32
matrix	34	31	59			
Total	101	100	100		100	101

第1表 蛇紋岩砂岩および付随する優白質砂岩のモード組成 いずれも嶺岡浅間産。

\* bearing chromian spinel and serpentine.

\*\* after olivine, with mesh structure.

\*\*\* after orthopyroxene, with bastite structure.



第3図(左上) 優白質砂岩中のクロムスピネル(嶺岡浅間)。

第4図(右上) 蛇紋岩砂岩の顕微鏡写真(嶺岡浅間) バスタイト(中央左寄りの2粒子)に注意。基質は方解石。

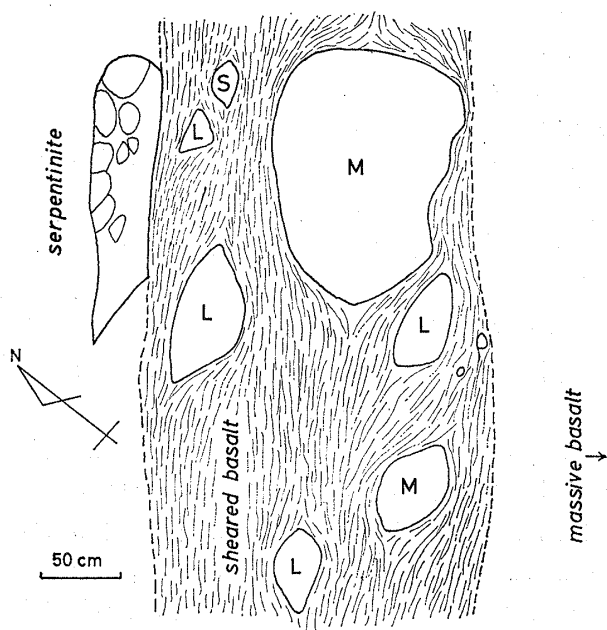
第5図(左下) 蛇紋岩砂岩中の破碎を受けた変成岩の粒子(嶺岡浅間) 中央やや左寄りの黒っぽい粒子。

第6図(右下) 蛇紋岩砂岩中のクロムスピネル粒子(嶺岡浅間) 色の違いに注意。

第3, 4, 5, 6図とも, 開放ニコル。スケール 0.2mm。

の岩片およびマフィック鉱物であり, 石英, 長石類が非常に少ないのが特徴である。これらは, いわゆる蛇紋岩砂岩とも言うべきワッケである(第1表; 第4図)。蛇紋岩岩片の卓越する砂岩は緑色を呈し, 玄武岩岩片に富むと褐色を呈する様になる。これらの蛇紋岩砂岩では, 石灰質から泥質の基質が発達し, モードで 30~60% を占

める(第1表)。蛇紋岩(あるいは蛇紋石)は 20~40% を占め, 網目状または砂時計組織を持つものと, バスタイト組織を持つものに分ける事ができる(第4図; 第1表)。玄武岩およびドレライトの岩片も多く, また塩基性結晶片岩の岩片も常に少量含まれる(第1表)。破碎された結晶片岩粒子が供給されているのが注目される(第5図)。



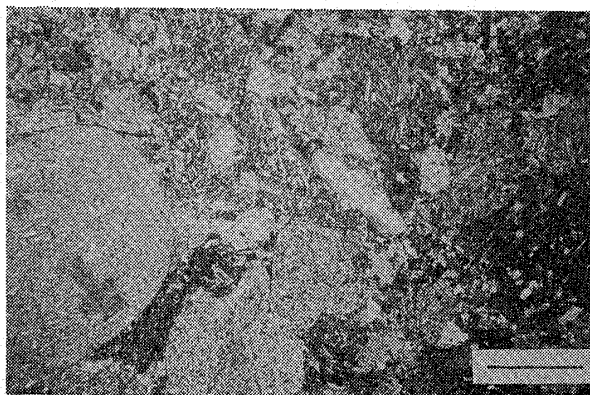
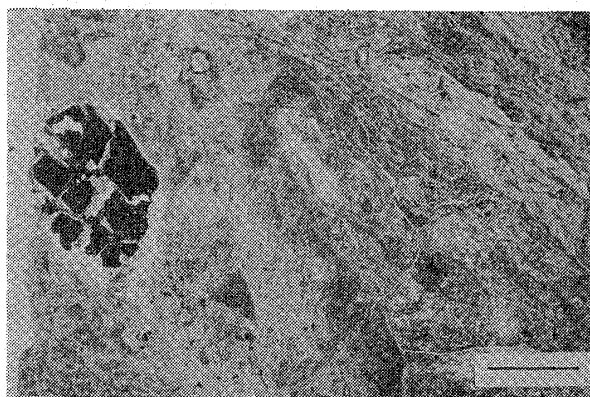
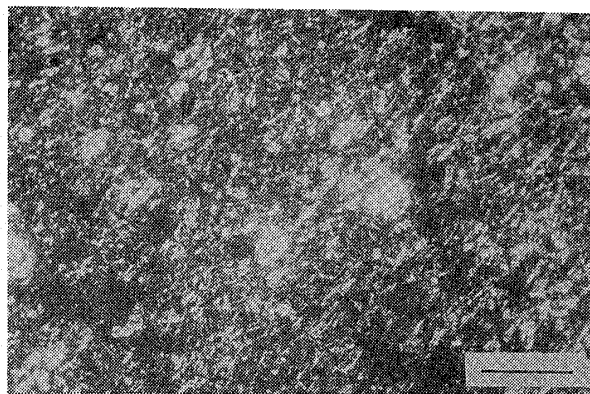
- M metamorphic rock  
L leucocratic sandstone  
S serpentine sandstone

第7図 平久里中(第2図の2地点)の断層帯中の蛇紋岩砂岩及び優白質砂岩の産状のスケッチ

単斜輝石およびクロムスピネル粒子が、それぞれ1%前後まで含まれる(第1表)。クロムスピネルは時に濃集し、薄層を作る事がある。クロムスピネルは、円磨されたものから自形に近いものまであり、薄片で色の変化が大きく、無色に近い淡黄色—黄褐色—赤褐色—不透明まで粒子ごとに変わる(第6図)。角閃石類もごく普通に見出される。

また、丸山町平久里中の平久里川支流において、優白質砂岩および蛇紋岩砂岩のブロックが蛇紋岩と玄武岩を境する断層帯中の礫として見出される(第2図の2番; 第7図)。ブロックは径1m以下で円磨されている。同様な産状で、やはり円磨された砂岩様塩基性片岩(円磨された塩基性片岩岩片および同起源の基質よりなる)のブロックも見出される(第7図)。

この優白質砂岩は、極細粒から中粒で、ラミナがしばしば発達し、前述の嶺岡浅間東方の採石場の砂岩と、固結度、見かけが極めてよく似ている。優白質砂岩の転石は、断層帯の東方延長方向に点々と見出される。この優白質砂岩には、トバーモライトの細脈がしばしば発達し、長石、石英粒子は、しばしばトバーモライトに置換されている。そのほか、プレーナイトの粒子を普通に含む(第8図)。なお、砂岩様塩基性片岩の斜長石もすべ



第8図(上) 細粒優白質砂岩(平久里中) 白っぽい粒子がプレーナイト。黒っぽい部分はほとんどトバーモライトよりなる。直交ニコル。スケールは0.2mm。

第9図(中) 優白質砂岩の泥質部分(平久里中) 左端の黒色粒子はクロムスピネル。クロムスピネルの右側の白色円形粒子は蛇紋岩。開放ニコル。スケールは1mm。

第10図(下) 玄武岩礫岩(平久里中) 玄武岩粒子の組織の多様性に注意。開放ニコル。スケールは2mm。

て、トバーモライト、アポフィライトその他の含水カルシウム珪酸塩鉱物に置換されている。すなわち、この優白質砂岩は、初生的には、長石、石英、プレーナイトを構成粒子として含んでいたと思われる。蛇紋岩岩片、ク



ロムスピネル粒子も、しばしば見出される(第9図)。また、泥質の基質がしばしば卓越して、泥岩様になる事もある(第9図)。

淡緑色を呈する蛇紋岩砂岩は、ほぼ嶺岡浅間のものと同様な特徴を有するが、やはり、トパーモライトの細脈が発達している。また、トパーモライトの集合体よりなる粒子(長石起源と思われる)を含む。

以上をまとめると、蛇紋岩砂岩は優白質砂岩(しばしば、蛇紋岩岩片、クロムスピネルを含む)とともに、破碎された蛇紋岩、玄武岩と極めて密接に伴って産する。その産状は必ずしも明瞭ではないが、一部は、断層帯中のブロックである事が確認された。優白質砂岩と蛇紋岩砂岩は相伴って見出される事、および優白質砂岩中に蛇紋岩片、クロムスピネルが、蛇紋岩砂岩中に石英、長石が、それぞれともに少量見出される事から両者は、岩質的に連続すると思われる。しかし、両者の中間的な砂岩はまれである事から、岩質の移り変わりはかなり急激であると思われる。

蛇紋岩砂岩に伴う優白質砂岩は、岩質、固結度から、嶺岡層群の砂岩とは異なるが、嶺岡山地南方の古房層(中嶋他, 1981)の砂岩によく似ている。従って、蛇紋岩砂岩は、中嶋他(1981)による安房層群、または、地質調査所(1976)による保田層群の下部に属する可能性が高いと思われる。実際、嶺岡山地南方の江見においては、保田層群中の蛇紋岩砂岩の存在が報告されている(谷口他, 1982)。

## (2) 嶺岡層群中の玄武岩起源の碎屑岩

富山町平久里中の丸勝産業の採石場において、嶺岡層群の珪質頁岩層におおわれて(一部指交して)、玄武岩質礫岩層が認められる(第2図の3番)。この礫岩は、granule から boulder サイズのよく円磨された玄武岩礫と、やはりよく円磨された細粒の玄武岩質岩片よりなる基質より構成される(第10図)。超塩基性岩類に由来する岩片、鉱物粒子は見出されていない。玄武岩としては、斜長石、オーザイトを斑晶、石基鉱物として含むソレライト質と思われるものが最も普通に見られるが、アルカリ玄武岩、ピクライト質玄武岩も見られる。玄武岩は、個々の礫ごとにその石基の粒度に大きな変化があり(第10図)、ほぼ完全にガラス質のものから、完晶質でかなり粗粒なものまで見られる。石基の組織も、interstitial, intergranular, fluidal など変化が大きい。ピクライト質玄武岩においても、石基が粗粒でかつカンラン石の斑晶が集積したと思われるものから、極めて細粒で、斑晶の乏しいものまで、径1m前後のブロックごと

に変化がある。

このほかに、鴨川市大田代北方の沢で、珪質頁岩と近接して、主として玄武岩質と思われる岩片よりなるラミナの発達した細粒砂岩～礫岩が見出された(第2図の4番)。珪質頁岩その他の周囲の岩石との正確な関係は露出が悪いため不明である。礫岩の礫は円磨されており、granule サイズである。岩片のほとんどがガラス質であり、完晶質のものはまれである。角ばった方沸石よりなる粒子が普通に見られるが、斜長石起源と思われる。細粒砂岩は、火山ガラスおよび斜長石粒子の集合体であり、しばしば泥質の基質に富む。細粒砂岩中には、しばしば、有孔虫、放散虫の化石が多産する。また、玄武岩質砂岩、礫岩の分布域には、径数10cmのピクライト質玄武岩の転石が多いが、それらは、平久里中の場合と同様、玄武岩質礫岩の礫である可能性が高い。なお、近藤・真田(1965)は、大田代の玄武岩質碎屑岩の分布域の近くに、玄武岩、蛇紋岩などが存在しているとしているが、今回は確認できなかった。

## 蛇紋岩砂岩中の単斜輝石、クロムスピネルの化学組成

蛇紋岩砂岩の岩石学的性質および起源を明らかにするため、単斜輝石、クロムスピネルのEPMA分析を行った。

### (1) 単斜輝石

蛇紋岩砂岩中の単斜輝石は、化学組成上二分する事ができる(第2表;第11図)。すなわち、クロムデオプサイドとオーザイト(あるいはサーライト)である。前者は、 $Mg/(Mg+Fe^*)$ (全鉄)原子比が0.91以上、 $Cr_2O_3$ および $TiO_2$ 含有量がそれぞれ0.5wt%以上(多くは0.8wt%以上)、0.3wt%以下であるのに対して、後者は、 $Mg/(Mg+Fe^*)$ 原子比が0.88以下、 $Cr_2O_3$ および $TiO_2$ 含有量がそれぞれ0.5wt%以下、0.2wt%以上である(第11図)。 $Al_2O_3$ 含有量は、ばらつきが大きく、両者に差は見られない。蛇紋岩砂岩中のクロムデオプサイドはUCHIDA & ARAI(1978)および荒井の未公表資料による嶺岡帯のカンラン岩中のものとほぼ同様の組成であるが、前者の方が、 $Ca/(Ca+Mg+Fe^*)$ 比が高い傾向がある。

### (2) クロムスピネル

クロムスピネルは、薄片での色の多様さから予想される様に、粒子ごとの組成の変化が著しい(第12図)。 $Cr/(Cr+Al)$ 原子比の変化は大きく、0.17より0.82におよぶ。 $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ 原子比は多くの場合0.05以下で、また $TiO_2$ 含有量は一様に低い(第3表)。ま

第2表 蛇紋岩砂岩中の碎屑性クロムスピネルの代表的EPMA分析値. いずれも平久里中.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.06	0.00	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.05	0.10	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52.29	47.77	39.16	24.96	11.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.17	20.29	30.77	43.39	57.51
FeO*	13.38	14.16	12.86	17.40	21.42
MnO	0.16	0.19	0.24	0.32	0.42
MgO	18.78	17.65	17.21	13.46	9.25
CaO	0.06	0.03	0.07	0.05	0.07
NiO	0.28	0.24	0.18	0.06	0.07
Total	101.20	100.36	100.59	99.74	100.51
Mg <sup>2+</sup>	0.739	0.714	0.720	0.612	0.455
Cr	0.169	0.218	0.341	0.523	0.750
Al	0.814	0.764	0.648	0.449	0.227
Fe <sup>3+</sup>	0.017	0.018	0.011	0.028	0.023
Cr*	0.172	0.222	0.345	0.538	0.767

FeO\*: 全鉄としての FeO, Mg<sup>2+</sup>: Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> 原子比, Cr\*: Cr/Cr+Al 原子比.

た, Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>, Cr/Cr+Al 比は強い負の相関関係を示す(第12図). なお, 蛇紋岩砂岩に伴う優白質砂岩中の2粒子のうち一つは, 蛇紋岩砂岩中のクロムスピネルのトレンドに乗るが, 他は Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>, Cr/Cr+Al 比とも高く, トレンドから大きくはずれる(第12図).

一方, 嶺岡帯の超塩基性岩中のクロムスピネルでは, 化学組成の上で二つのグループが認められる(第12図). 一つは, Mgに富むダナイト(ARAI & UCHIDA, 1978)中のもので, Cr/Cr+Al 原子比は 0.6~0.7 で, Mgに富む. 他は, ハルツバージャイト中のもので, Cr/Cr+Al 比は 0.34 から 0.67 まで変化し, Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> 比はダナイト中のものより低い(第12図). これらのうち, 後者のものは, 蛇紋岩砂岩中のクロムスピネルのトレンドとほぼ完全に重なる(第12図). しかし, Cr/Cr+Al 比, Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> 比の変化幅は蛇紋岩砂岩中のものの方がずっと大きいのが注目される(第12図). この関係は, 嶺岡帯のカンラン岩のクロムスピネルは薄片ですべて黄褐色から赤褐色であり, 蛇紋岩砂岩中のクロムスピネルのうち淡黄色のもの(Al, Mgに富む)あるいは不透明に近いもの(Cr, Feに富む)に相当するものがカンラン岩中に見出されない事からも裏付けら

第3表 蛇紋岩砂岩中の碎屑性単斜輝石の代表的 EPMA 分析値.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	53.36	53.63	53.26	50.58	51.17	46.62	45.06
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.07	0.17	0.93	2.93	3.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	1.57	2.43	4.82	3.09	5.99	7.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	0.80	1.10	1.28	0.05	0.04	0.02
FeO*	2.21	1.99	2.02	2.50	7.78	10.07	10.25
MnO	0.11	0.02	0.06	0.12	0.15	0.26	0.25
MgO	16.93	17.51	16.56	15.54	14.94	11.96	11.07
CaO	23.06	23.93	23.46	23.64	19.59	21.20	21.92
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.26	0.36	0.51	0.27	0.37	0.53
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.08	0.12	0.00	0.08	0.05	0.07	0.08
Total	100.13	99.90	99.32	99.26	98.02	99.52	100.01
Mg	0.487	0.489	0.479	0.458	0.448	0.364	0.340
Fe*	0.036	0.031	0.033	0.041	0.131	0.172	0.177
Ca	0.477	0.480	0.488	0.501	0.422	0.464	0.484
Mg*	0.932	0.940	0.936	0.917	0.774	0.679	0.658

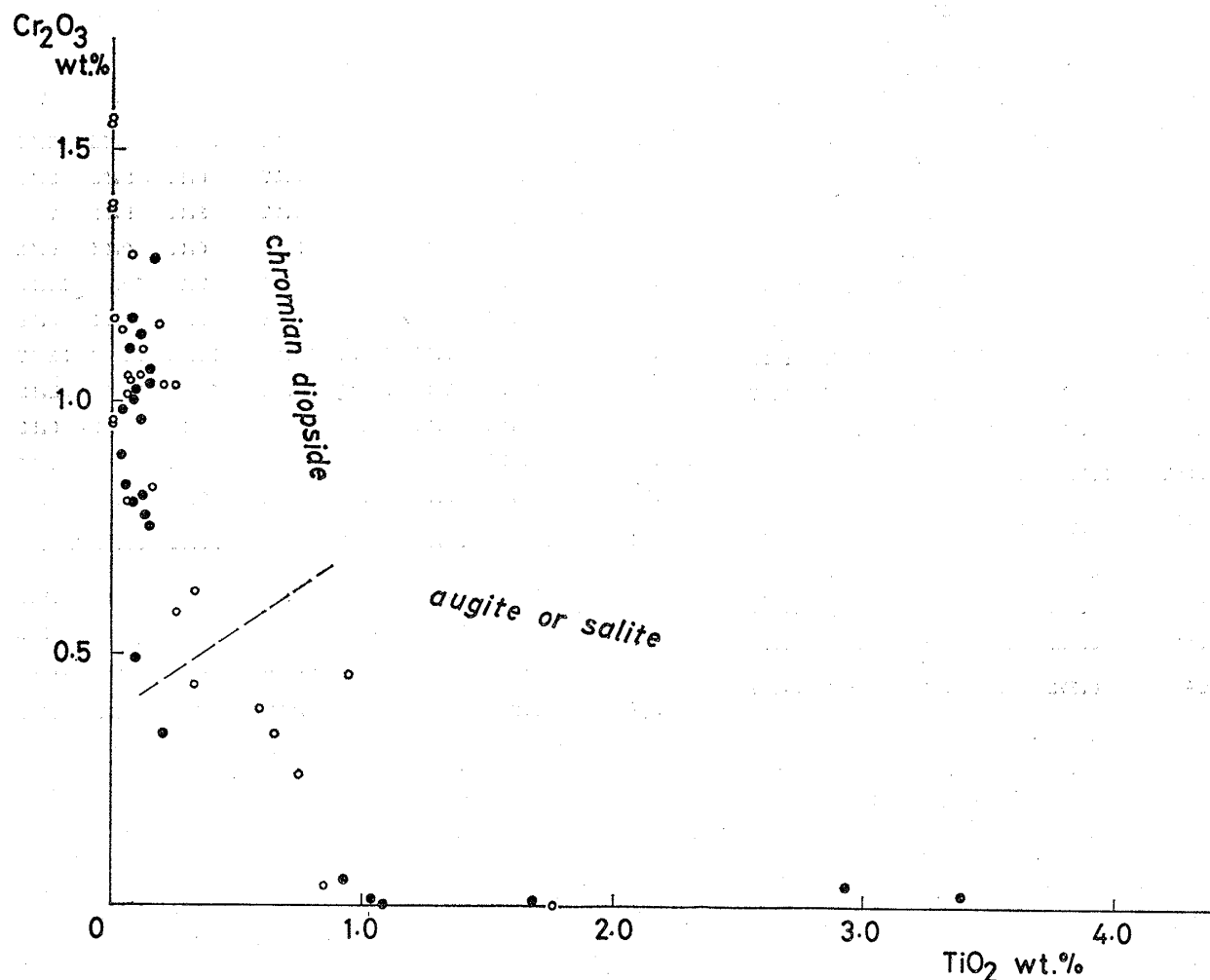
1から4: クロムディオプサイド(平久里中), 5から7: オージャイト(嶺岡浅間), FeO\*: 全鉄としての FeO, Mg\*: Mg/Mg+Fe\* 原子比.

れる.

### 考察および議論

#### (1) 蛇紋岩砂岩の起源

蛇紋岩砂岩を構成する蛇紋岩(あるいは蛇紋石)粒子のうち, 砂時計組織または網目状組織を有するものはカンラン石起源であり, バスタイト組織を有するものは斜方輝石起源であろう. これらと, クロムディオプサイド, クロムスピネルは, レールズライトないしはハルツバージャイトを形成していたと思われる. また, オージャイト粒子は主として玄武岩, ドレライトの斑晶起源であろう. 蛇紋岩砂岩中の結晶片岩粒子は, 多くが, エピドート・ホルンブレンダ片岩またはホルンブレンダ片岩であり, これらが一部破碎されている点と合わせて, 嶺岡帯に見出される変成岩塊の岩質, 鉱物組合せと一致する. ホルンブレンダ粒子は, これら変成岩およびホルンブレンダ・ガプロ起源であろう. 平久里中の断層帯中のブロックとして産する砂岩中にしばしば見られるプレナイトは, 嶺岡帯の蛇紋岩中のメタガプロ, もしくは優白岩中にしばしば大量に生じており, それらの岩石起源であろう. この様に, 蛇紋岩砂岩は, 現在の嶺岡帯を構成している諸岩石とほぼ同様の岩石起源であると言える.



第 11 図 蛇紋岩砂岩中の碎屑性単斜輝石における  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  および  $\text{TiO}_2$  含有量の関係。  
破線： $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^*$  (全鉄) 原子比 0.9, 黒丸：平久里中, 白丸：嶺岡浅間。

但し、蛇紋岩砂岩と、現在、嶺岡帯に露出しているハルツバージャイト中のクロムディオプサイド、クロムスピネルの化学組成の違いは注目し得る。すなわち、まず、蛇紋岩砂岩中のクロムディオプサイドは、ハルツバージャイト中のものより  $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^*$  比が高い (第 13 図)。両者のクロムディオプサイドはいずれも斜方輝石と共存しており (あるいは、共存していたと考えられ)、また、クロムディオプサイド中の Al, Cr 含有量も両者で系統的な差が無く、チェルマックの含有量に差は認められない。  $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^*$  比にも差が無い。砂岩形成の過程では、クロムディオプサイドの組成は、ほとんど変化しないと考えられるので、両者のクロムディオプサイドの  $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^*$  比の違いは平衡温度の違いに由来すると思われる。すなわち、蛇紋岩砂岩に粒子を供給していたカンラン岩の平衡温度は、現在露出しているハルツバージャイトより低かった可能性が

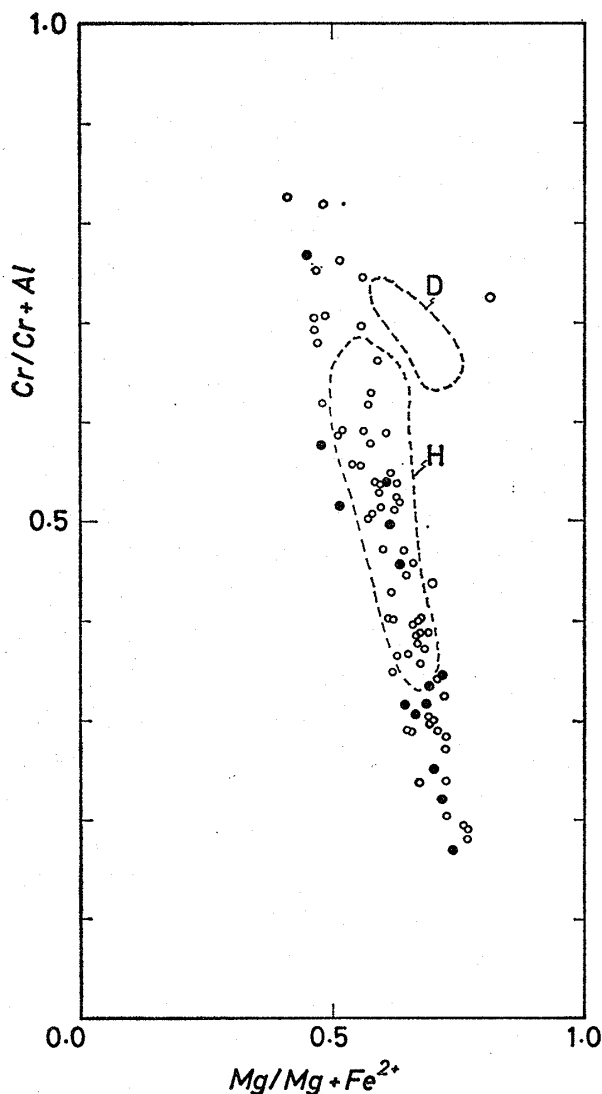
強い。

また、砂岩中の碎屑性クロムスピネルの組成の多様性は、原岩のカンラン岩の岩質の多様性に由来すると思われる。一般に、一連のレールズライト—ハルツバージャイト系のカンラン岩では、レールズライトの方が (すなわち、単斜輝石の量が多い方が) クロムスピネルの  $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$  比は低くなる傾向がある (例えば、MALPAS & STRONG, 1975)。従って、蛇紋岩砂岩の原岩となったカンラン岩は、現在のハルツバージャイトより更に単斜輝石に乏しい (より refractory な) ハルツバージャイトから、より単斜輝石に富むレールズライトまで岩質が多様であったとすれば、碎屑性クロムスピネルの組成の多様性は充分説明が可能である。

## (2) 超塩基性・塩基性岩の上昇・突出と超塩基性・塩基性碎屑岩類の形成

今まで詳述してきた超塩基性・塩基性碎屑岩類の様



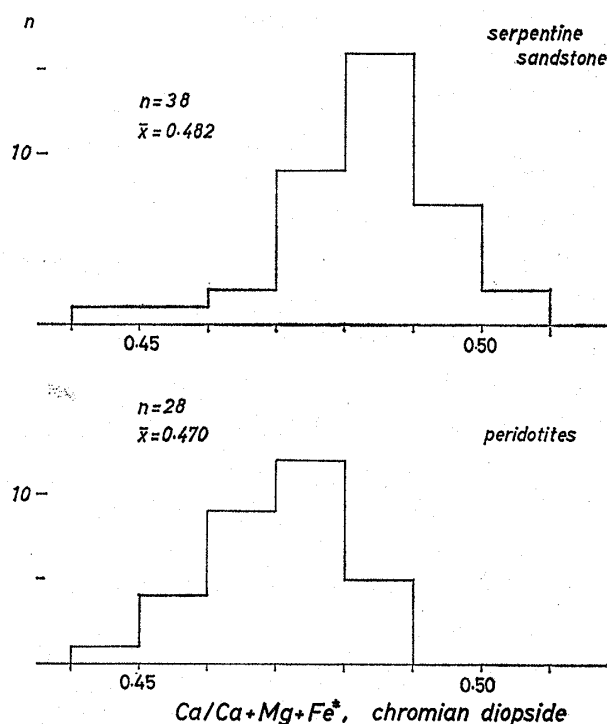


第12図 蛇紋岩砂岩中の碎屑性クロムスピネルの組成

D: 嶺岡帯のダナイト中のクロムスピネル,  
H: 嶺岡帯のハルツバージャイトのクロムスピネル, 黒丸: 平久里中, 白丸: 嶺岡浅間.

に, 単源もしくはそれに近い碎屑岩は, 通常の碎屑岩に比べて, 碎屑物の生産域と堆積域が極めて接近している場合に形成される. この様な条件として最も考えやすいのは, 碎屑物の生産が, 主として岩体の上昇・突出に伴う断層運動による破碎作用によって行なわれる事である. そして, 突出した岩体の近傍にのみ岩体由来する破屑岩\* が堆積する. 嶺岡帯の場合には, この上昇・突出する岩体が, 超塩基性・塩基性複合岩体なのである.

\* かつて, PETTJOHN(1957)は, 滑り下る氷河によって粉砕された岩石が堆積したもの(till)を“cataclastic deposit”と呼んだ. この様な嶺岡帯の超塩基性・塩基性碎屑岩は, 岩石の破壊が, 突出に伴う断層運動によって行なわれたという点で一種の“cataclastic deposit”であると言えよう.



第13図 蛇紋岩砂岩およびハルツバージャイト中のクロムディオプサイドの  $Ca/Ca+Mg+Fe^*$  (全鉄)原子比のヒストグラム n: 分析数,  $\bar{x}$ : 平均.

このプロセスを概観すると次の様になる.

前期中新世以後(嶺岡層群堆積後)に, 超塩基性・塩基性岩体(少量の変成岩類を含む)が小規模に, 基盤である嶺岡層群の堆積岩類を突き破り, 海底に固体貫入により顔を出し(=protrusion; BONATTI, 1976), 周辺に粒子を供給し, 蛇紋岩砂岩を形成した. 上記岩石類は, 上昇の過程で粉砕されており, 海底に突出した部分は, すみやかに崩壊し, 堆積岩となった. 超塩基性・塩基性岩体が突出した場所は, 元々, 石英, 長石粒子が供給される場であったために, 蛇紋岩砂岩は側方にすみやかに石英・長石質の優白質ワッケに移化した.

超塩基性・塩基性岩類の突出の時期は, 保田層群(中嶋他(1981)の安房層群下部)堆積時であると考えられる. その第1の理由は, 嶺岡層群の堆積中には, 超塩基性岩起源の物質は供給されていない事である. 第2は, 前述の様に(292 ページの(1)), 蛇紋岩砂岩に伴う優白質砂岩が, 岩質, 固結度から見て, 中嶋他(1981)の安房層群下部古房層によく似ている事である. 第3は, 古房層中には, 玄武岩および超塩基性岩のブロック\* が点々

\* 現在, これらのブロックは周辺の古房層の泥岩と, 物質の差違によって生じたと思われる後生的な小断層でしばしば限られている. しかし, 分布から考えて, 本質的にはこれらのブロックは堆積性の巨礫と思われる.

と分布する事が古くから知られている事である。これらのブロックは、突出した超塩基性・塩基性岩体が崩壊した時に生じた巨礫であろう。さらに、西方では鋸南町勝山付近の保田層中にも超塩基性岩のブロックが分布する。三浦半島の衣笠では、保田層に対比される葉山層中に堆積性超塩基性岩が報告されている(狩野他, 1975)。

超塩基性・塩基性岩類の岩体の上昇と突出は、“古嶺岡帯”とも言うべきものを形成したが、突出が停止すると、蛇紋岩砂岩の形成もすみやかに止み、石英・長石質の砂岩等が広域的に生成される様になった。これが、中嶋他(1981)の高鶴層およびそれより上位の地層である。

その後、再び、超塩基性・塩基性岩体を含む地塊が上昇し、嶺岡層群の堆積岩および超塩基性・塩基性岩体が露出した。この変動により、蛇紋岩砂岩を含む、上位の砂岩の一部が、構造的岩塊として、粉碎された蛇紋岩、玄武岩中に捕獲された。

この様な、超塩基性・塩基性岩体の上昇・突出過程との関係で、“古嶺岡帯”のカンラン岩の平衡温度が、現在嶺岡帯に露出しているカンラン岩のそれより低かった可能性が高い事は興味深い。これらから、次の様な見積りが可能である。平衡温度の差は  $100^{\circ}\text{C}$  前後であると思われる(荒井, 準備中)。これは、島弧の上部マントルの地温勾配(例えば, TAKAHASHI, 1978)および嶺岡帯のカンラン岩の平衡条件(UCHIDA & ARAI, 1978)を考慮し、 $30^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$  の地温勾配を想定すると、約  $3\sim 4\text{ km}$  の深度差に置き換えられる。すなわち、“古嶺岡帯”のカンラン岩は、現在の嶺岡帯のカンラン岩より  $3\sim 4\text{ km}$  浅いマントル物質であった。平衡温度の違いが、深度の違いを反映しているとすれば、超塩基性岩体は、マントルにおける上下関係を乱される事なく上昇し、古房層堆積時にはまだ地下にあった超塩基性岩体の部分が現在では地表に現われるに至った事になる。これらの点に関しては、なお今後の研究課題としたい。

上記の様な超塩基性・塩基性(一部変成岩類を含む)岩体の上昇・突出のモデルは、嶺岡帯にしばしば出現する、露頭及び鏡下で角礫岩もしくは砂岩様の組織を持ちながら、堆積構造を有しない“破碎岩”(鴨川漁港の変成岩に典型的に見られる)の成因を合理的に説明する事ができる。すなわち、上昇に伴う断層運動によって破碎された岩体のうち、突出しなかった部分は破碎岩となり、突出して近傍に堆積したものは単源碎屑岩となる。両者は、成因的にも空間的にも連続しているため、両者の特徴をそなえた岩石が存在しても不思議ではない。上記の“破碎岩”は、これにあたると思われる。

### (3) 嶺岡層群中の玄武岩質礫岩

嶺岡層群に属する玄武岩質礫岩は、その礫が極めてよく円磨されている事、および礫岩層のすぐ上位に海緑石の集合体粒子が濃集する地層が存在する事等から、強い水流もしくは波の影響のある浅海で形成されたと考えられる。また、この礫岩中には、玄武岩起源のもの以外は全く含まれていない事から、堆積域は、複数種類の玄武岩からなる火山島の近傍の浅い海底であろう。

渡部・飯島(1982)の観察と KANEOKA *et al.*(1981)の年代測定の結果を考え合わせると、嶺岡層群の珪質頁岩堆積時の現地性の玄武岩質溶岩を主とする火山岩類が浅海で浸食され、単源礫岩を生成したと考える事も可能である。また、嶺岡層群の堆積岩中には、超塩基性岩起源の物質は供給されていない事から、嶺岡層群堆積時には大規模な超塩基性岩体の突出があったとは思えない。しかし、“古嶺岡帯”形成の先駆的現象として、地殻上部を形成していた(すなわち、嶺岡層群の基盤をなしていた)玄武岩類が、超塩基性岩、ガプロなどに先がけて、海底に突出して玄武岩質の単源礫岩を形成した可能性もある。

なお、この玄武岩質礫岩層が、嶺岡層群に特徴的な珪質頁岩と一部指交している事から見ても、嶺岡層群の地層が深海底での堆積物とは考えられない。

謝辞 東京大学理学部地質学教室木村敏雄名誉教授、同教養学部宇宙地球科学教室中村保夫助教授には、野外および室内において貴重な助言と討論をしていただき、また原稿を読んでいただいた。東京大学理学部地質学教室飯島 東教授及び、同松本 良博士には、平久里中の玄武岩質礫岩の堆積環境について討論していただいた。また、静岡大学理学部地球科学教室岡田博有教授には、終始有益なご助言をしていただき、かつ励ましを受けた。野外調査に関しては、元静岡大学理学部学生、渋江隆彦、藤原正人両氏に負うところが大きい。以上の方々に心から感謝する。

### 文 献

- 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。  
 ———・渋江隆彦・小沢一仁, 1979: 嶺岡帯の岩石学。日本地質学会第86年学術大会。講演要旨, 308。  
 ARAI, S. and UCHIDA, T., 1978: Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**, 176—179。  
 BONATTI, E., 1976: Serpentinite protrusions in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107—113。  
 地質調査所, 1976: 東京湾とその周辺地域の地質(10万

- 分の1地質図).
- 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.
- KANEOKA, I., TAKIGAMI, Y., TONOUCI, S., FURUTA, T., NAKAMURA, Y. and HIRANO, M., 1981: Pre-Neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analyses. *Abstracts, 1981 IAVCEI Symposium—Arc volcanism—*, 166.
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明, 1975: 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩. 地質雑, **81**, 641—644.
- 河井興三, 1957: 千葉県鴨川町付近の地質. 石油技協誌, **22**, 190—197.
- 近藤精造・真田三郎, 1965: 千葉県嶺岡地方愛宕山付近の嶺岡層群について. 千葉大文理紀要, **4**, 333—335.
- MALPAS, J. and STRONG, D. F., 1975: A comparison of chrome-spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 1045—1060.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981: 鴨川地域の地質(5万分の1地質図および説明書), 地質調査所, 107p.
- 新妻信明・平 朝彦・北里 洋, 1979: 日本列島に記録されているプレート境界の歴史. 月刊地球, **1**, 194—205.
- 小川勇二郎, 1981: 三浦・房総半島の第三紀テクトニクス—本州弧にトラップされたオフィオライトと伊豆前弧盆堆積物—月刊地球, **3**, 411—420.
- PETTIJOHN, F. J., 1957: *Sedimentary rocks* 2nd ed., Harper, New York, 718p.
- 淡江隆彦, 1980: 房総半島嶺岡帯の地質及び超塩基性岩, 塩基性岩の岩石学. 静岡大学理学部卒論(手記).
- TAKAHASHI, E., 1978: Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, **41-4**, 529—547.
- 谷口英嗣・堀内一利・小川勇二郎, 1982: 房総半島中南部嶺岡帯の砂岩相とその産状. 日本地質学会第 89 年学術大会(口頭発表).
- UCHIDA, T. and ARAI, S., 1978: Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *Jour Geol. Soc. Japan*, **84**, 561—570.
- 渡部芳夫・飯島 東, 1982: 浅間山付近の嶺岡帯の層序と層相. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 172.
- 山田康隆, 1980: 房総半島嶺岡帯の堆積地質. 静岡大学理学部卒論(手記).