

神奈川県西小磯海岸に分布する 新第三系大磯層に含まれる火山岩礫の起源とそのテクトニクス

Origin of the Igneous Gravels in Conglomerate Beds in the Neogene Oiso Formation, Kanagawa Prefecture, and Implication of Its Tectonic Setting

山下浩之¹⁾・平田大二¹⁾・小出良幸²⁾

Hiroiyuki YAMASHITA¹⁾, Daiji HIRATA¹⁾ & Yoshiyuki KOIDE²⁾

Abstract. The gravels in the conglomerate beds in the Neogene Oiso Formation were studied petrologically, and their origin was considered. Furthermore, we discussed tectonic setting of northern Izu - Bonin (Ogasawara) Arc by the origin of gravels in the Oiso Formation. The gravels in the conglomerate beds are mainly consisted of pyroclastic materials and sedimentary rock. Pyroclastic materials are mainly consisted of scoria, basalt, andesite, granite and high Mg basaltic andesite, and it is useful to understanding the tectonic setting. Basalt and andesite gravels which were characterized by low alkali and high Al_2O_3 contents are derived from the back arc rather than the volcanic front. Granite gravels which were classified as tonalite were considered to be derived from Ashikawa granite in the part of Kofu plutonic complex. The high Mg basaltic andesite (HMBA) gravels which were characterized by high MgO (6.28 wt. %), TiO_2 (1.3 wt. %), Cr and Ni content and dendritic phenocryst is derived from Komayama formation. Geochemical character of HMBA shows the OIA characteristic. Oiso Formation was formed under the continental slope of Honsyu Arc.

Key words: High Mg basaltic andesite, High MgO andesite, granite gravel, Izu-Bonin Arc, Oiso formation

1. はじめに

伊豆-小笠原弧北端部は、フィリピン海プレートと本州弧の衝突帯に位置する。伊豆-小笠原弧の中部～深部地殻が露出する丹沢山地や、衝突の現場が地上に露出した丹沢山地の北縁部は、地殻の形成過程や衝突のメカニズムを解明するために数多くの研究がなされてきた（例えば青池ほか(1997)、青池(1999)、天野(1986)など）。

一方、丹沢山地の南に位置する大磯丘陵は、丹沢ブロックや伊豆ブロックなどの衝突帯と三浦半島および房総半島の付加体の中間に位置しているために地質構造が非常に複雑である。この複雑な地質構造には、丹沢ブロックや伊豆ブロックの衝突によって形成された地質構造と、三浦半島の地質構造の関係を解き明かすための鍵が隠されている。しかし、大磯丘陵の基盤岩である高麗山層群や大磯層の露出は少ないために、大塚(1929)をはじめ、古くから研究がなされてはいるものの未解明な部分が多い。

今回、大磯層に含まれる礫岩層中の礫から、大磯層の形成場を示す礫や、衝突帯の形成過程を解き明かす鍵となるマグネシウムに富んだ玄武岩質安山岩を見出した。本研究では、大磯層に含まれる礫岩層中の礫についての記載を行い、さらに岩石学的・地球化学的視点から礫の給源を推測し、大磯層形成時のテクトニックセッティングを考察した。なお、本論の一部は日本地質学会第 111 年学術大会にて発表した。

本稿をまとめるにあたり、谷口英嗣氏にはテクトニックセッティングに関しての議論をしていただき、さらに三浦半島のアルカリ玄武岩類の情報をいただいた。神奈川県温泉地学研究所および萬年一剛氏には EPMA による鉱物の化学分析の際にお世話になった。蛸子貞二氏には、野外調査および検鏡の協力をしていただいた。小林真由美氏には、蛍光 X 線分析のお手伝いをいただいた。樽創氏には露頭についての情報を提供および資料収集をしていただいた。田口公則氏には、野外調査の協力とともに、化石床に関する情報提供をしていただいた。博物館地学ボランティアの、入江和夫氏、島田悦也氏、新藤誠一郎氏、田村恵補氏、野村平二氏、萩原隆平氏、山下紘氏、金子早智子氏、庄司文子氏、中村千恵氏、永井たまき氏、長谷川洋子氏、深沢良子氏、菅井美里氏、前田信氏、

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499, Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
山下浩之 E-mail: yama-p@yk.rim.or.jp

²⁾ 札幌学院大学
Sapporo Gakuin University

青木葉月氏、小嶋結氏、富谷龍樹氏には調査協力および岩石薄片作成に関して協力いただいた。以上の方々に感謝申し上げる。

なお、本研究を行なうにあたり、日本学術振興会科学研究費助成金（課題番号：15300266, 研究代表者：平田大二）を使用した。

2. 地質概観

大磯丘陵は、中新統から前期更新統の基盤岩類と中期更新統以降の被覆層に区分される（関東第四紀研究会，1987）。基盤岩類は、新第三系の高麗山層群、丹沢層群、三浦層群相当層と、新第三紀～第四紀の足柄層群などによって構成される。このうち、今回の研究対象となる大磯丘陵南東部には、高麗山層群と三浦層群相当層の大磯層と鷹取山層が分布する（図1）。ここでは、調査地域に直接関連のある高麗山層群と三浦層群相当層の大磯層を扱うことにする。

2-1. 高麗山層群

高麗山層群は、大塚(1929)によって命名されて以降、小島(1954)や石黒(1974)、猪又(1979)、木村・藤岡(1981)らによって層序学的研究がなされてきた。Ito(1986)は、ナノ化石年代に基づき、高麗山層群を下位より北大磯層と千畳敷層に区分した。

Ito(1986)によれば、下位の北大磯層は、おもに珪質泥岩層からなり、デイサイト質の凝灰岩を挟在するとされている。また、堆積環境は、CCDよりも浅海の海底平坦面～陸棚斜面としている。北大磯層の堆積年代は、Ito(1986)や蟹江ほか(1999)によって、泥岩およびシルト岩よりCN4(15.6～13.6Ma)の中期中新世を示すナノ化石が報告されている。

一方、千畳敷層はおもにデイサイト質凝灰岩や火山礫凝灰岩からなる。堆積環境は、陸棚斜面～深海平坦面で、北大磯層と比べて水中火砕流堆積物が多い。形成年代は北大磯層に重なる中期中新世とされている(Ito, 1986)。

アルカリ玄武岩質枕状溶岩は、チタンオーザイトを斑晶にもつことが特徴的とされており、千畳敷山の北西部に

比較的大規模岩体として、北部の高根周辺に小岩体として露出する(木村・藤岡, 1981)。Ito(1986)は、アルカリ玄武岩の活動が北大磯層の堆積時に活動したことによって枕状溶岩やハイアロクラスタイトを形成したと推定しており、活動時代を中期中新世としている。今永・山下(1999)は、枕状溶岩について、K-Ar 全岩年代測定を行い、 $7.89 \pm 0.51\text{Ma}$ の値を得ている。この年代は後述する大磯層の形成年代に相当する後期中新世であり、非常に若い年代である。年代測定を行なった試料は、沸石類を多量に生じており変質が激しいことから、この年代がマグマの固結年代を示しているかどうかは問題である。谷口・小川(1990)は、アルカリ玄武岩の起源についてホットスポットであると考えた。さらに、房総半島の嶺岡帯を構成する玄武岩類との比較が検討され、大磯地域をはじめ伊豆弧北部のテクニクスを考える上で重要視した。小出ほか(2002)は、枕状溶岩の地質調査と地球化学的な検討を行なった。その結果、千畳敷山の北西部の枕状溶岩において、チタンオーザイトを含むアルカリ玄武岩は見出せず、現在露出する枕状溶岩は非アルカリ質の安山岩であることが判明した。さらに、現在の露頭状況では、木村・藤岡(1981)によって記載された、千畳敷山北部の高根岩体は発見できず、こちらの岩体がアルカリ玄武岩である可能性が高まった。なお、千畳敷山の北西部の露頭は現在消滅しており、再検討ができない状況にある。

2-2. 大磯層

大磯層は、大塚(1929)によって命名され、その後、小島(1954)や石黒(1974)、猪又(1979)らによって層序学的な検討が行なわれた。分布の範囲は大磯町鳴立沢～照ヶ崎海岸、西小磯海岸、高麗山～千畳敷山の南部に限られ、おもに凝灰質砂岩の細粒粗粒互層からなる。下位の高麗山層群との関係は、千畳敷山南で東西性の断層関係にある説(猪又, 1979)と不整合である説(Ito, 1986)がある。比較的分布の状態が良い海岸線付近では、ほぼ東西方向の走向の北傾斜である。千畳敷山南の分布域に向斜軸を持つ構造をもつ。形成年代については、大塚(1929)は大磯層が三浦層群に対比されることから後期中新世とした。そ

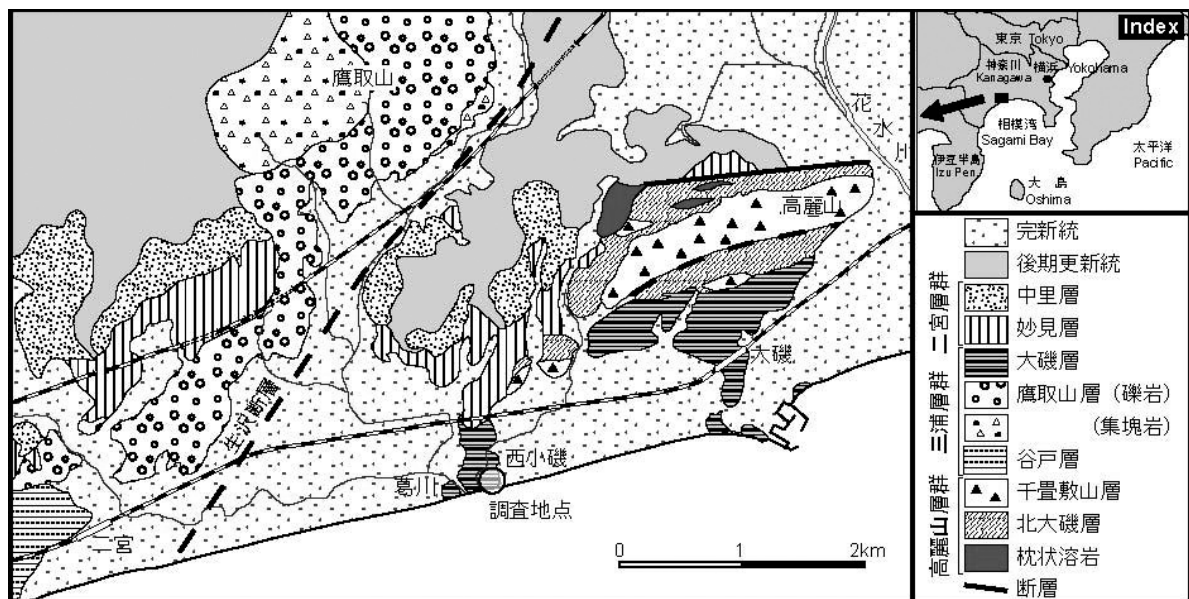


図1. 大磯丘陵南東部の地質図. Ito(1986)をもとに、神奈川県企画部(1988)の表層地質図を参照し作成した。

の後の石黒(1974)、猪又(1979)らは、西小磯海岸の礫岩層に含まれる貝化石から、形成年代を鮮新世あるいは後期中新世～前期鮮新世とした。茨木(1978)は浮遊性有孔虫からN17帯(8.2～6.4Ma)とした。その後の蟹江ほか(1999)では、ナノ化石によりCN9帯ナノ化石(8.2～5.6Ma)としている。これらのことから、大礫層の形成年代は、後期中新世を考えられており、三浦層群の三崎層と対比される。

大礫層の形成の場については、海底火山噴出物や陸源碎屑物からなる陸側斜面堆積物説(Ito, 1986)や、大礫層を構成する火山礫の地球化学的性質から推測された伊豆弧の火山フロントよりもやや背弧側の堆積物説(徐・谷口, 1988, 谷口ほか, 1990; 1991)などがある。

西小磯海岸に露出する大礫層には、含貝化石礫岩層が挟在される。この含貝化石礫岩層の成因については、大礫層に不整合に重なる西小磯層説(大塚, 1931)、化石床説(井尻・藤田, 1949)、非化石床説(生越, 1956)、チャネル堆積物説(Ito, 1986)など、様々な説がある。また、大礫層の化石床を直接研究例にしたものではないが、千葉県白浜町に分布する千倉層群の含化石礫状岩の成因を泥ダイアピルと考えた研究例(二上ほか, 2001)もあり、大礫層における化石床の成因も同様の可能性がある。含貝化石礫岩層に含まれる礫については、田中・森(1996)によって、丹沢山地由来の細粒凝灰岩や輝石安山岩、小仏山地由来の黒色頁岩やチャートなどの存在が報告されている。また、本論の予察として、小出ほか(2002)が含貝化石礫岩層に含まれる一部の礫についての報告を行なっている。

なお、西小磯海岸に露出する大礫層は、通常露頭のほとんどが砂に埋もれた状態にある。そのために、含貝化石礫岩層の成因解明の妨げとなってきた。しかし、2001年9月に関東地方を通過した台風15号などのように、まれに一時期のみ全面露頭が現れることがある(平田ほか, 2002)。本報告では、この時に大規模に露出した含貝化石礫岩層より採集した礫について報告する。

3. 調査方法

今回の調査では、まず含貝化石礫岩層の露頭に表れているすべての種類のうち、下位の大礫層からもたらされたと考えられる偽礫、および約1cm以下の微小な礫以外のすべての種類の礫を採集した。これらの礫について岩石プレパラートを作成し、岩石学的な区分により礫種を分類した。なお、火成岩については神奈川県立生命の星・地球博物館設置の蛍光X線分析装置(XRF)(島津製作所XRF-1500)を用いて全岩化学分析を行い、地球化学的な議論も行なった。全岩化学分析のうち、主要元素の分析については、小出ほか(2000)に従った。さらにいくつかの岩石プレパラートについては、電子線微小部分分析装置(EPMA)による鉱物化学分析も行なった。電子線微小部分分析装置は、神奈川県温泉地学研究所設置の日本電子製JXA-8900Rを使用した。

この分類に従い、再度露頭に出向き、礫の頻度と円磨度を測定した。調査方法は、露頭に50cm×50cmの枠を作成し、大きい順に50個の礫の種類を同定した(図2)。さらにそれぞれの礫について長径と中径を測定し、円磨度も求めた。円磨度は、円礫、亜円礫～亜角礫、角礫の3



図2. 50cm×50cmの区画による礫の調査風景。

つに区分した。50cm×50cmの比較的小さなエリアで分析を行なったために、50個の礫を計測できない地点もあった。そのため、測定地点は9地点だが、全計測点数は442サンプルとなった。

4. 礫の岩石学的・地球化学的記載

含貝化石礫岩層に含まれる礫の種類および頻度、円磨度の割合を表1に示す。火成岩類のうち、火山岩はスコリア、玄武岩、玄武岩質安山岩、高Mg玄武岩質安山岩、安山岩、流紋岩などが、深成岩類は花崗岩が見られた。堆積岩は砂岩、チャート、石灰質礫岩、石灰質砂岩や、石灰質シルト岩、凝灰角礫岩、凝灰岩などが見られた。さらに、下位の大礫層中起源のシルト質凝灰岩やスコリア質凝灰岩の偽礫が数多く見られた。ここではそれぞれの礫について報告する。

4-1. スコリア礫

スコリア礫は、全礫種の割合の3.85%を占め、計測したすべてが角礫であった(表1)。含貝化石礫岩層には、下位のスコリア質凝灰岩層よりもたらされたと考えられる、スコリア質凝灰岩の偽礫が多数見られる。偽礫のものは、スコリアが集合体となっているが、ここで対象としているものは、1つの岩片として含貝化石礫岩層中に産するものである。したがって、スコリアの起源は、火山より直接もたらされたものなのか、スコリア質凝灰岩より分離されてもたらされたものなのかは不明である。ただし、スコリアの平均粒径は約2.5cm、最大のものは長径が4.5cmもあり、スコリア質凝灰岩を構成するスコリアよりも大きい。

スコリアは、斜長石、斜方輝石、単斜輝石を斑晶鉱物に含む(図3a, 3b)。それぞれの量比は、斜長石>斜方輝石>単斜輝石である。斜長石は最大1mm程度だが、ほとんどのものは0.5mm程度である。柱状の自形結晶もあるが、破碎されたような形状を示すものも多い。斜長石のアノサイト含有量は、88～95mol%と高く、Caに富む(表2)。斜方輝石および単斜輝石は最大0.5mm程度で、いずれも短柱状の自形結晶である。SiO₂含有量は54.7wt.%で、Cox et al., (1979)による火山岩の区分では、玄武岩質安山岩に相当する(表3)。また、他の玄武岩～安山岩礫と比較して、Al₂O₃含有量が20.66wt.%と高いのが特徴的である。

表 1. 礫の種類と統計結果.

レキ種	略号	数	割合 (%)	円磨度			平均粒径 (cm)			
				R	SA	A	R	SA	A	av.
火成岩類										
スコリア	SC	17	3.8	0	0	17	—	—	2.5	2.5
玄武岩	BAS	72	16.3	12	47	13	3.0	2.4	2.3	2.5
Mg- 玄武岩	Mg	4	0.9	2	1	1	2.8	2.0	3.0	2.6
安山岩	AND	57	12.9	6	39	12	3.3	2.3	2.3	2.4
デイサイト	DAC	22	5.0	3	16	3	2.8	2.3	2.7	2.4
花崗岩	GR	9	2.0	1	7	1	2.0	2.9	2.5	2.7
堆積岩類										
砂岩	SS	58	13.1	31	24	3	2.5	3.2	3.0	2.8
チャート	CH	5	1.1	4	1	0	1.5	1.5		1.5
石灰質レキ岩	LPM	6	1.4	0	4	2		4.2	4.8	4.4
石灰質砂岩	LSS	59	13.3	8	32	19	3.7	4.6	3.7	4.2
石灰質シルト岩	LSI	30	6.8	3	19	8	6.0	3.8	5.9	4.6
凝灰岩	TUF	26	5.9	6	19	1	3.3	3.1	13.0	3.5
疑礫	PC	77	17.4	8	52	17	7.1	7.0	5.2	6.6
合計		442	100	84	261	97				

R: 円礫, SA: 亜円礫および亜角礫, A: 角礫

4-2. 玄武岩質安山岩礫および安山岩礫

玄武岩質安山岩礫および安山岩礫は、全礫種の割合の29.2%を占める(表1)。円礫から亜円礫、亜角礫、角礫のすべての形状があり、平気的な大きさは2.5cm程度だが、最大直径30cmにも達する巨礫もある。

玄武岩質安山岩には、石基がハイアロフティック組織のものとインターサータル組織のものがある。安山岩の石基はインターサータル組織である。玄武岩質安山岩と安山岩をあわせて統計処理を行なった理由は、灰色で一見安山岩に見える礫が全岩化学分析を行なうと玄武岩であったり、黒色で一見玄武岩に見える礫が安山岩であったりするため、野外でこれらを見分けることができないためである。

石基がハイアロフティック組織の玄武岩質安山岩は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱を斑晶鉱物に含み、まれにカンラン石を含む(図3c, 3d)。斑晶鉱物の量比は、斜長石≫単斜輝石=斜方輝石>磁鉄鉱である。単斜輝石は最大1mm程度、斜方輝石は最大0.5mm程度で、ともに短柱状の自形結晶である。斜長石は0.5~1mm程度の柱状の自形結晶のものと、1~2mm程度の比較的大型のものがある。比較的大型のものは、集斑状の組織をもつものと、虫食い状の構造もつものの2種類が産する。いずれも周縁部に汚濁帯を生じていることが多い。SiO₂含有量は、51~57wt.%と組成の幅が広いが、56wt.%程度のものが最も多い。一見苦鉄質に見えるが、C.I.P.W.ノルム計算では、ノルム石英が計算される(表3)。なお、Cox et al., (1979)による火山岩の区分では、SiO₂が55wt.%以上のものは安山岩に区分されるが、大礫層の含貝化石礫岩層からシリカに富んだ安山岩も産するために、便宜上55wt.%以上のものも玄武岩質安山岩に含めて記述することとする。

石基がインターサータル組織の玄武岩質安山岩は、0.5mm程度の斜長石をまれに含む程度で、それ以外の斑晶鉱物を含まない(図3e, 3f)。全岩化学組成は、ハイアロフティック組織のものと大差はないが、インターサータル

組織の玄武岩質安山岩のほうがややMgOに乏しい(表3)。

石基がインターサータル組織の安山岩は、最大1mm程度の自形の斜長石と0.3mm程度の単斜輝石をまれに含む程度で、斑晶が少ない(図3g, 3h)。しかし、SiO₂含有量が62wt.%に達し、玄武岩質安山岩とは著しく異なる。

4-3. 高Mg玄武岩質安山岩

本論では、大礫層の含貝化石礫岩層に産する高Mg玄武岩質安山岩を、HMBA (High MgO Basaltic Andesite) と略して記す(後述の高マグネシア安山岩(HMA)と区別するため、あえてHMBAとした)。

HMBAは、全礫種の割合の1%にも満たない。円礫のものが多く、また平均粒計も2.6cmと小さい(表1)。しかし、表1に示されていない試料の中に、直径30cmにも達する巨礫が見つっている。

HMBAは、針状から長柱状の斜長石もしくは斜方輝石を含むもの(図3i, 3j, 3k, 3l)や斜方輝石の燕尾状結晶を含むことが特徴である。そのため、野外において、他の玄武岩質安山岩と区別することが可能である。いずれも非常に新鮮である。他の斑晶鉱物は、いずれも短柱状の斜長石と斜方輝石、単斜輝石である。斜長石のアノーサイト含有量は40~60mol%程度、アルバイト含有量が50~60mol%程度である(表2のHMBA #7)。また、斑晶の斜長石のアノーサイト含有量は35mol%程度、アルバイト含有量が60mol%程度である。いずれもアルバイト成分に富むことが特徴である。斑晶の斜方輝石の#Mgは、83~85であった。燕尾状結晶については、微小であるために分析が不可能であった。

斜長石の針状から長柱状の結晶を持つHMBA(#7)は、SiO₂含有量が55.87wt.%に対し、TiO₂(1.3wt.%)、MgO(4.93wt.%)、Na₂O(4.41wt.%)、Cr(171ppm)、Ni(89ppm)であり、いずれの元素も高い含有量を示す(表3)。また、斜方輝石の長柱状結晶および燕尾状結晶を持つもの(#

表 2. 鉱物の代表的化学組成.

Mineral Sample No.	Orthopyroxene					Plagioclase				
	#7	#7	#47	#47	#47	#7	#7	#sc	#sc	#sc
	phenocryst		phenocryst			dendritic		phenocryst		
SiO ₂	55.06	55.24	54.74	54.70	54.22	58.07	58.27	45.71	46.00	45.42
TiO ₂	0.31	0.27	0.26	0.17	0.23	0.13	0.11	0.05	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	1.92	2.04	1.97	1.79	1.91	25.43	25.19	33.82	34.09	33.96
Cr ₂ O ₃	0.53	0.47	0.54	0.56	0.52	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO	10.12	10.41	9.77	9.47	9.77	1.08	0.96	0.65	0.61	0.63
MnO	0.09	0.20	0.03	0.15	0.14	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00
MgO	29.91	29.83	30.04	30.08	29.92	0.09	0.14	0.05	0.07	0.02
CaO	1.48	1.48	1.16	1.23	1.32	8.60	8.70	17.95	18.12	18.16
Na ₂ O	0.00	0.04	0.04	0.05	0.03	6.47	6.29	1.20	0.99	1.07
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.23	0.33	0.03	0.01	0.00
TOTAL	99.43	99.98	98.56	98.20	98.06	100.12	99.99	99.68	99.89	99.27
cation O=	6					8				
Si	1.951	1.950	1.952	1.957	1.947	2.610	2.621	2.120	2.124	2.113
Ti	0.008	0.007	0.007	0.004	0.006	0.005	0.004	0.002	0.000	0.000
Al	0.080	0.085	0.083	0.075	0.081	1.347	1.335	1.848	1.855	1.862
Cr	0.015	0.013	0.015	0.016	0.015	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe	0.300	0.307	0.291	0.283	0.293	0.040	0.036	0.025	0.023	0.024
Mn	0.003	0.006	0.001	0.005	0.004	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Mg	1.579	1.568	1.596	1.603	1.600	0.006	0.009	0.003	0.005	0.002
Ca	0.056	0.056	0.044	0.047	0.051	0.414	0.419	0.892	0.896	0.905
Na	0.000	0.003	0.003	0.004	0.002	0.563	0.548	0.108	0.088	0.096
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.019	0.002	0.000	0.000
TOTAL	3.993	3.995	3.993	3.995	4.000	5.000	4.991	5.008	4.992	5.003
#Mg	0.84	0.84	0.85	0.85	0.85					
En	0.82	0.81	0.83	0.83	0.82					
Wo	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03					
Fs	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15					
An						0.42	0.42	0.89	0.91	0.90
Ab						0.57	0.56	0.11	0.09	0.10
Or						0.01	0.02	0.00	0.00	0.00

47) でも、SiO₂ 含有量が 57.16wt.% に対し TiO₂ (1.16wt.%)、MgO (6.39wt.%)、Na₂O (3.94wt.%)、Cr (230ppm)、Ni (225ppm) と高い含有量を示す。

4-4. 流紋岩礫

流紋岩礫は、全礫種の割合の 5% を占める (表 1)。円磨度は、圧倒的に亜円礫～亜角礫が多く、平均粒径は 2.4cm であった。

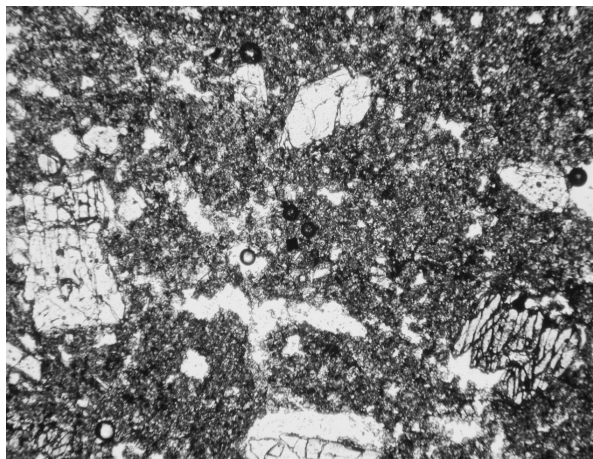
流紋岩は微細な石英からなる流理構造が発達しており、斑晶鉱物は、正長石、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物からなる (図 3m, 3n)。斑晶鉱物の量比は、斜長石 > 正長石 > 単斜輝石 > 斜方輝石 = 不透明鉱物である。斜長石は、最大で 2mm に達するが、平均的な大きさは 0.5mm 程度である。1mm 以下のものは、長柱状の自形結晶として産する。正長石は最大 1mm 程度での自形結晶として産する。単斜輝石は 1mm 程度、斜方輝石は 0.3mm 程度の微小な結晶で、いずれも短柱状の自形結晶として産する。不透明鉱物は 0.3mm 程度の自形結晶として産する。さらに、これらの斑晶鉱物をすべて含んだ集斑状組織が見

られる。全岩化学組成は、SiO₂ が 70wt.% に対して、K₂O が 1.83wt.%、Na₂O+K₂O が 5.6wt.% に達することから中間カリウム岩系列に属する (表 3)。

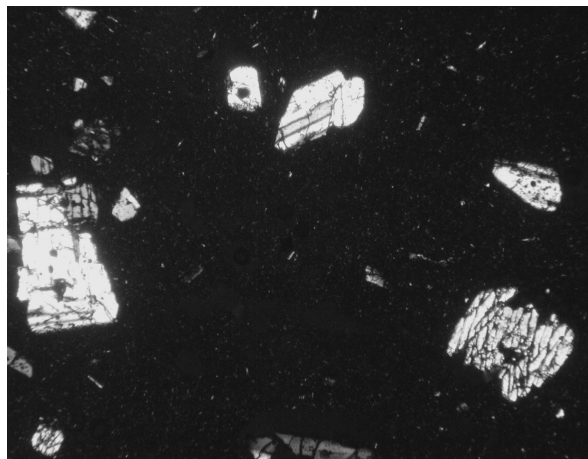
4-5. 花崗岩礫

花崗岩礫は、全礫種の割合の 2% を占める。円磨度は、圧倒的に亜円礫～亜角礫が多く、平均粒径は 2.7cm であった (表 1)。花崗岩礫は、後述する石灰岩質砂岩礫とみかけが非常に似ており、両者を肉眼で区別することは非常に難しい。そのため、野外で礫の頻度と円磨度を測定する際の両者の判別には希塩酸を使用し、反応のないものを花崗岩礫としてカウントした。

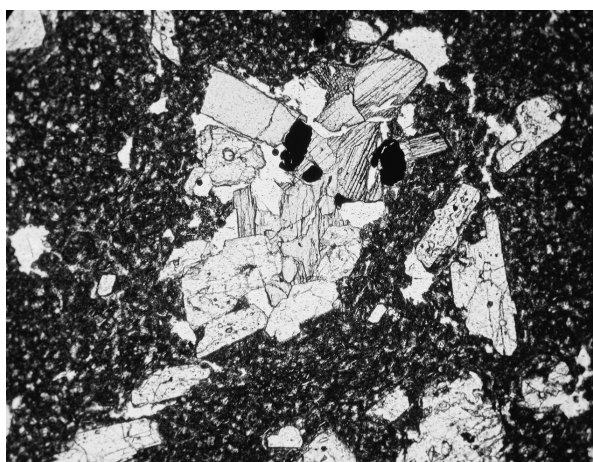
花崗岩は中粒で、石英、正長石、斜長石、普通角閃石、黒雲母、緑泥石、不透明鉱物で構成される (図 3o, 3p)。鉱物の量比は、斜長石 > 石英 > 普通角閃石 > 黒雲母 = 緑泥石 > 不透明鉱物 > 正長石である。モード測定は行っていないが、正長石があまり含まれず、斜長石 > 石英であることから、トータル岩に分類される。斜長石は柱状で最大 4mm に達し、累帯構造が顕著である。比較的



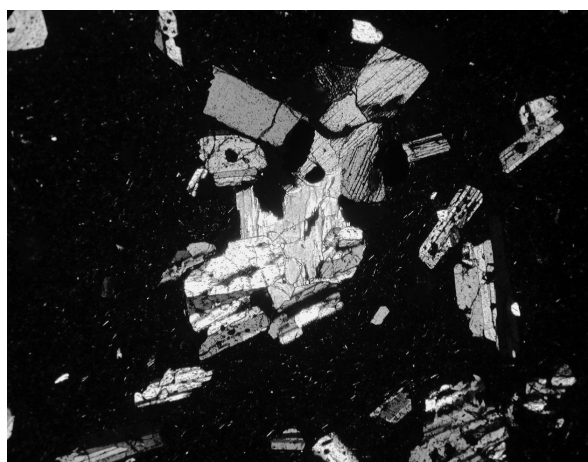
3a, スコリア (開放ニコル)



3b スコリア (直交ニコル)



3c, ハイアロフティックの石基を持つ玄武岩質安山岩 (開放ニコル)



3d, ハイアロフティックの石基を持つ玄武岩質安山岩 (直交ニコル)

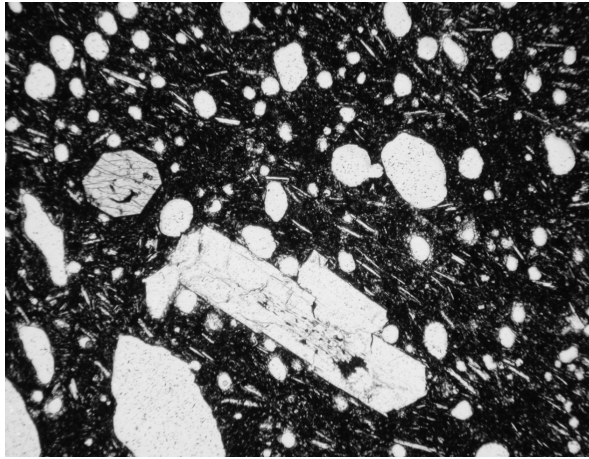


3e, インターサータルの石基を持つ玄武岩質安山岩 (開放ニコル)

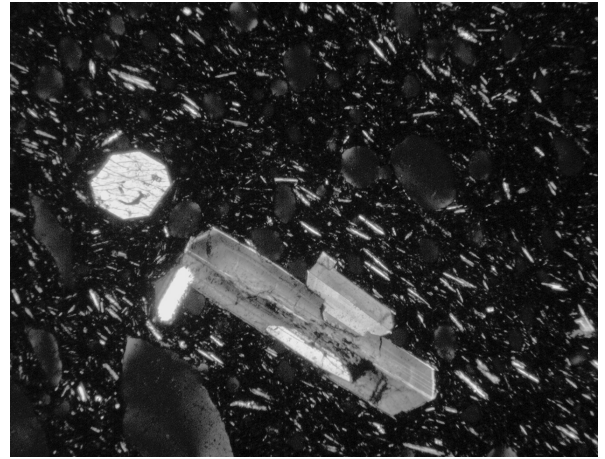


3f インターサータルの石基を持つ玄武岩質安山岩 (直交ニコル)

図 3. 礫の偏光顕微鏡写真.



3g, ピロタキシティックの石基を持つ安山岩 (開放ニコル)



3h ピロタキシティックの石基を持つ安山岩 (直交ニコル)



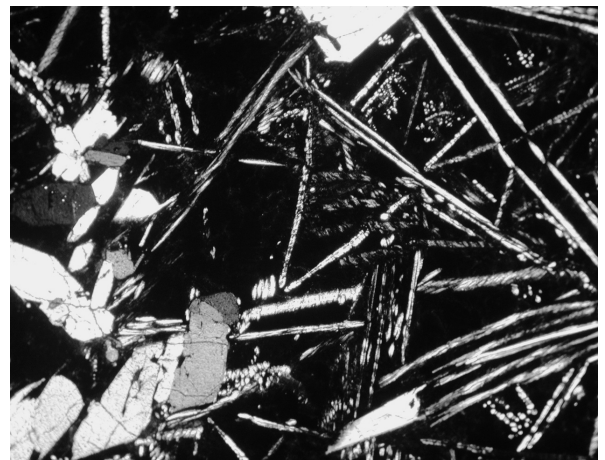
3i, 斜長石の針状結晶からなる HMBA (開放ニコル)



3j, 斜長石の針状結晶からなる HMBA (直交ニコル)

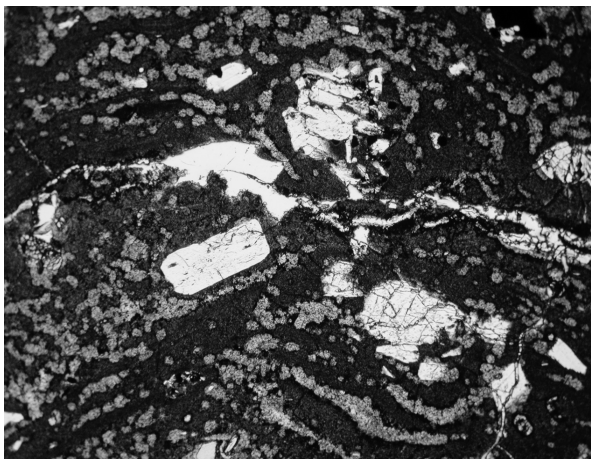


3k, 斜方輝石の針状結晶からなる HMBA (開放ニコル)

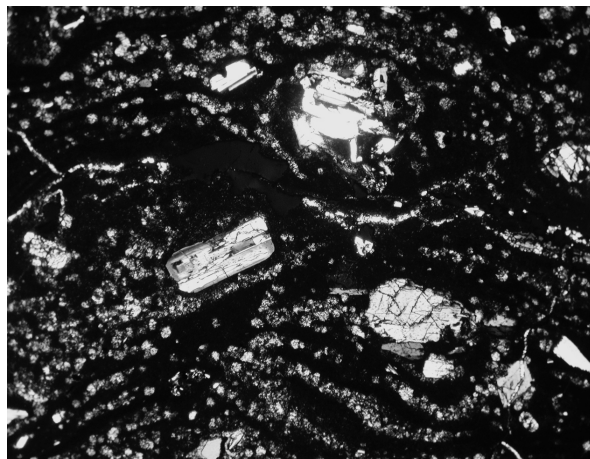


3l, 斜方輝石の針状結晶からなる HMBA (直交ニコル)

図 3. 礫の偏光顕微鏡写真.



3m, 流理構造が発達した流紋岩 .(開放ニコル)



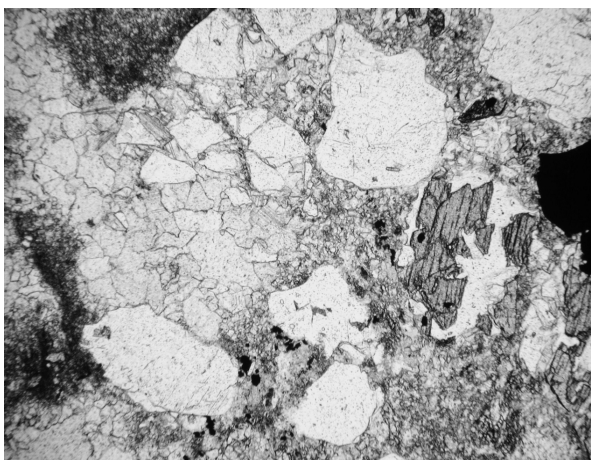
3n, 流理構造が発達した流紋岩 .(直交ニコル)



3o, 花崗岩 (トータル岩) .(開放ニコル)



3p 花崗岩 (トータル岩) .(直交ニコル)



3q, 鈦物粒を含む石灰質砂岩 .(開放ニコル)



3r 鈦物粒を含む石灰質砂岩 .(直交ニコル)

図 3. 礫の偏光顕微鏡写真 .

表 3. 火成岩類の全岩化学組成.

Sample No.	#7	#47	#sc	#20	#38	#42	#43	#3	#36	#1	#51
Rock type	basaltic andesite			basalt or basaltic andesite				andesite	dacite	granite	
Texture	dendritic px (pl)			hyaloophitic			intersertal		flow texture		
Major element(wt.%)											
SiO ₂	55.87	56.55	54.77	55.18	56.98	51.83	56.93	62.02	70.05	74.69	69.19
TiO ₂	1.30	1.19	0.73	0.78	0.90	1.12	0.78	1.11	0.46	0.34	0.39
Al ₂ O ₃	15.86	15.58	20.66	19.62	17.93	15.06	18.51	15.26	15.19	14.66	14.25
Fe ₂ O ₃	9.30	8.96	7.96	8.36	9.37	14.55	9.11	8.65	3.67	2.10	4.33
MnO	0.11	0.13	0.17	0.18	0.12	0.21	0.13	0.27	0.07	0.06	0.13
MgO	4.93	6.28	2.69	2.99	2.50	4.76	1.87	2.17	1.10	0.79	1.53
CaO	7.02	6.50	9.68	9.36	9.14	8.99	9.15	6.27	3.83	1.88	5.60
Na ₂ O	4.41	3.94	2.72	2.89	2.52	2.36	2.73	3.78	3.72	4.72	3.41
K ₂ O	0.92	0.64	0.51	0.51	0.44	0.55	0.44	0.27	1.81	0.68	1.10
P ₂ O ₅	0.29	0.23	0.12	0.14	0.10	0.56	0.34	0.21	0.09	0.08	0.06
L.O.I.	2.92	1.75	1.48	0.47	0.94	1.37	1.91	1.26	1.07	1.26	
1.75											
Trace element(ppm)											
Ba	292	259	131	129	82	269	n.d.	85	348	104	255
Cr	171	238	15	16	34	20	33	9.4	13	8.4	12
Cu	67	97	45	49	29	47	68	11	45	4.4	11
Nb	7.7	6.3	2.4	4.3	3.1	2.5	2.9	2.3	3.1	3.9	3.2
Ni	89	213	1.0	0.6	3.1	0.2	1.9	0.4	6.3	9.2	9.1
Pb	1.9	2.7	7.7	9.9	5.6	2.3	4.1	5.4	3.5	5.1	5.0
Rb	14	14	8.7	33	8.7	8.3	10	7.8	6.5	16	23
Sr	569	508	331	213	165	173	160	313	185	199	171
V	103	102	155	86	337	240	379	168	12	28	63
Y	16	25	13	44	25	16	21	18	33	38	23
Zn	108	114	83	60	88	84	91	84	126	34	47
C.I.P.W NORM (Fe ₂ O ₃ /FeO=0.15)											
Qtz	3.29	5.83	9.44	9.37	14.68	6.11	14.57	19.94	30.11		
Or	5.46	3.80	3.01	3.01	2.62	3.28	2.62	1.58	10.75		
Ab	37.58	33.61	23.15	24.61	21.46	20.19	23.28	32.17	31.57		
An	20.94	23.10	42.96	39.36	36.63	29.25	37.24	24.08	18.50		
Di-Wo	5.11	3.31	1.92	2.70	3.51	5.11	2.61	2.46			
Di-En	2.73	1.94	0.81	1.17	1.31	2.10	0.82	0.90			
Di-Fs	2.22	1.21	1.12	1.53	2.26	3.04	1.88	1.62			
Hy-En	9.64	13.83	5.93	6.32	4.97	9.91	3.87	4.54	2.75		
Hy-Fs	7.83	8.62	8.24	8.28	8.54	14.34	8.83	8.21	4.09		
Mag	2.04	1.96	1.74	1.83	2.05	3.21	2.00	1.90	0.80		
Il	2.48	2.27	1.40	1.49	1.73	2.16	1.49	2.12	0.87		
Ap	0.70	0.54	0.28	0.34	0.23	1.35	0.82	0.50	0.21		
Crn									0.35		

新鮮な試料でも、小型の斜長石はソーシュライト化されており、変質の激しいものではほとんどの斜長石がソーシュライト化を受けている。石英は最大 3mm 程度の他形結晶で、自形の普通角閃石や斜長石を包有する。普通角閃石は、1 ~ 3mm 程度の自形の柱状結晶で緑色である。黒雲母は 1mm 程度の自形結晶で、緑泥石化しているものも見られる。正長石は 0.5mm 程度の他形結晶として見られるが、非常に稀である。全岩化学組成は、SiO₂ が 69.19wt.% に対して K₂O が 1.1wt.% と少なく、低い K₂O/Na₂O、高い CaO/(Na₂O+K₂O) で特徴づけられる (表 3)。

4-6. 砂岩

砂岩礫は、全礫種の割合の 13% を占める。円磨度は圧倒的に円礫および亜円礫～亜角礫が多く、平均粒経は 2.8cm であった (表 1)。円礫および亜円礫～亜角礫が多いことから遠方より流されてきたことが予測される。砂岩は、黒色～暗灰色で非常に緻密で固結度が高く、石英の脈がよく見られる。

4-7. チャート

チャート礫は、全礫種の割合の 1.1% にしか満たない。円磨度はほとんどが円礫で、平均粒経は 1.5cm であった (表

1)。チャート礫は非常に小さいために、今回のような測定方法ではあまりカウントされなかったものと思われる。

4-8. 石灰質礫岩・石灰質砂岩・石灰質シルト岩

それぞれの礫岩が全礫種に占める割合は、石灰質礫岩が1.4%、石灰質砂岩が13.3%、石灰質シルト岩が6.8%で、これらの合計は21.5%にも達する。円磨度は亜円礫～亜角礫が最も多く、次いで角礫が多い。平均粒径は、石灰質礫岩が4.4cm、石灰質砂岩が4.2cm、石灰質シルト岩が4.6cmであり、いずれも火成岩礫や砂岩礫・チャート礫などと比べると大きい(表1)。

石灰質礫岩は、石灰質な基質に軽石のような白色の火砕物質の礫が混じったものである。石灰質砂岩は、石灰質な基質に鉱物粒が混じったものである。一見したところ、花崗岩とそっくりである。検鏡の結果、基質は方解石、鉱物粒は累帯構造の発達した斜長石、短柱状の単斜輝石、斜方輝石、ポイキリティック組織が見られる角閃石、黒雲母、石英、不透明鉱物などからなる(図3q, 3r)。

4-9. 凝灰岩

ここで記述する凝灰岩は、固結度が高いものを指しており、後述の偽礫も広義の凝灰岩にあたるがここでは区別して記述する。凝灰岩礫は、全礫種の割合の5.9%を占める。円磨度は亜円礫～亜角礫が多く、次いで円礫が多かった。平均粒径は3.5cmであったが、角礫のものは13cmと非常に大きい(表1)。凝灰岩には珪長質なものから中間質なもの、細粒なものからやや粗粒のものまでさまざまである。ここで指す珪長質な礫とは、Ito (1986)による珪質泥岩に相当するものと思われる。シルト質～珪質の凝灰岩の中には、穿孔貝によって空けられたと思われる無数の穴があいた礫が見られることがある。

4-10. 偽礫

偽礫は、全礫種の割合の17.4%を占める。円磨度は亜円礫～亜角礫が多く、次いで角礫が多かった。平均粒径は6.6cmであるが、淘汰が非常に悪いために様々な大きさの礫が存在する(表1)。割合および平均粒径とも高いために、貝化石礫岩層を構成する礫の中で最も目立つ。

5. 礫の起源について

岩石学的記載および地球化学的視点から、前述の礫の起源を推定した。

5-1. 花崗岩礫の起源

伊豆—小笠原弧には周辺には、丹沢深成岩体、甲府花崗岩体などの花崗岩体が存在する。伊豆—小笠原弧の中部地殻にはP波速度にて6km/s(平・清川, 1997)の花崗岩に相当する層が分布しており、まれに捕獲岩として地上にもたらされることがある。しかし、伊豆—小笠原弧の6km/s層に相当する花崗岩の分析値はほとんどなく、地球化学的には丹沢深成岩体がこれに相当すると考えられている。また、丹沢深成岩体の北部に分布する甲府花崗岩体の一部も、伊豆—小笠原弧の地殻の一部と考えられている(Saito et al., 2004)。本論では丹沢深成岩体と甲府花崗岩

体の分析値を用いて比較する。

丹沢深成岩体は、約十の岩体に区分される(滝田, 1974)。このうち、大礫層の貝化石礫岩層の花崗岩と同量のSiO₂含有量を持つ岩体は、最も大規模に露出する畦ヶ丸岩体およびユースン岩体と、これらに貫入する非常に微小な岩体である(Kawate & Arima, 1998)。これらの岩体を構成する深成岩は、石英、斜長石、角閃石、磁鉄鉱から構成され、黒雲母、正長石、輝石類をまれに含み、角閃石トータル岩に分類される。形成年代は、K-Ar年代測定法により7.0～4.1Maの絶対年代値が得られている(Saito et al., 1991)。

甲府花崗岩体は、徳和岩体、金峰山岩体、藤野木—芦川岩体の3つに分けられる。SiO₂含有量は、金峰山岩体で70～78wt.%とやや高く、徳和岩体で52～75wt.%、芦川岩体で57～78wt.%であり、いずれも大礫層の貝化石礫岩層の花崗岩と同量の含有量を持つ。しかし、徳和岩体は、石英、斜長石、正長石、黒雲母、角閃石からなる黒雲母角閃石花崗閃緑岩であり、大礫層の貝化石礫岩層の花崗岩とは構成鉱物が異なる(Saito et al., 2004)。芦川岩体は、丹沢の畦ヶ丸岩体やユースン岩体と同様に石英、斜長石、角閃石、磁鉄鉱から構成され、黒雲母、正長石、輝石類をまれに含む角閃石トータル岩に分類される(Saito et al., 2004)。形成年代は、K-Ar年代測定法により、金峰山岩体が15.7～11.2Ma、徳和岩体が14.0～9.1Ma、芦川岩体が12.9～11.6Maの絶対年代値が得られている(Saito et al., 1997)。

岩石学的記載からは、大礫層の含貝化石礫岩層の花崗岩礫は、丹沢深成岩体と甲府花崗岩体の芦川岩体に対比されると考えられる。しかし、形成年代を考慮すると、丹沢深成岩体の形成年代は7.0～4.1Maであり、この年代は大礫層の形成年代N17帯(8.2～6.4Ma)もしくはCN9帯ナノ化石(8.2～5.6Ma)よりも新しい年代となり、年代が逆転してしまう。

丹沢深成岩体と甲府花崗岩体の相違を確認するために、地球化学的検証も行なった。主要元素では大差が見られなかったため、微量元素のパターンを比較した(図4)。徳和岩体は、K、Rb、BaなどのLIL元素の含有量が高く、明らかに大礫層の貝化石礫岩層の花崗岩とは異なる(図4B)。丹沢深成岩体と芦川岩体のパターンは似ているが、丹沢岩体がNbの負の異常が顕著なのに対して、芦川岩体ではPが乏しい傾向がある(図4A, B)。この特徴は、大礫層の貝化石礫岩層の花崗岩礫の特徴と似る。微量元素のパターンの比較から、花崗岩礫の起源が甲府花崗岩体の芦川岩体であると考えられる。

記載岩石学的比較、年代値の比較、地球化学的比較から、大礫層の含貝化石礫岩層の花崗岩礫の起源は、甲府花崗岩体の芦川岩体であると考えられる。

5-2. スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫の起源

スコリア礫および玄武岩質安山岩礫、安山岩礫は、斜長石および単斜輝石を含むという共通点が挙げられる。しかし、斜方輝石を含むものや、石基がハイアロオプティックあるいはインターサータルのものもあり、さらにSiO₂含有量

も 51 ~ 67wt.% と幅広い組成を持つ。従って、起源が複数あることが推測される。しかし、これらの起源を個々に具体的に推定することは困難であるため、本項ではどのようなテクトニックセッティングで起こった火山活動であったかを議論することとする。

スコリアおよび玄武岩質安山岩～安山岩は、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図上では、 K_2O 含有量が低いために、いずれも低カリウム岩系列に分類される (図 5A)。また、 FeO/MgO-SiO_2 および FeO/MgO-FeO 図では、カルクカルカリ岩系列とソレイト系列の境界からソレイト系列にかけてプロットされる (図 5B, C)。これらの地球化学的特徴は、北部伊豆～小笠原弧の火山フロント周辺の火山に見られる特徴である。そこで、テクトニックセッティングが明確である現在の火山岩類、すなわち火山フロントの火山の伊豆大島、火山フロントよりもやや背弧に位置する伊豆単成火山群、およびその北に位置する箱根火山の玄武岩～安山岩の組成と比較した (図 6)。 $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ 図から、スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫は、1 点 (# 42) を除き非常に Al_2O_3 に富むことがわかる。以上のことから、これらは低アルカリ高アルミニウム質であるといえる。 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図においてもこの

特徴は見られる。図 6 には大磯層のスコリア層を構成するスコリアの分析値 (谷口ほか, 1991) もプロットした。スコリア層中のスコリアの組成は、含化石礫岩層中のスコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫の組成と似る。このことから、大磯層のスコリア層の給源となった火山と、スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫の給源の火山が同様のテクトニックセッティングにあると考えられる。谷口ほか (1991) では、スコリアの起源を伊豆単成火山群と比較した。しかし、本結果からは伊豆単成火山群よりもむしろ箱根火山のものと組成が似ている。いずれにせよ、スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫の給源は、谷口ほか (1991) でも論じているように、火山フロントよりもやや背弧側に位置する火山より供給されたと結論づけられる。しかし、箱根火山も伊豆単成火山群も第四紀の火山である。本来ならば中新世後期の火山を比較しなければならない。この時代で比較すべき火山岩は、大磯層の分布の北西にある鷹取山、箱根の基盤岩を構成する早川凝灰角礫岩中の火山岩礫および須雲川安山岩などがあるが、いずれも詳細な岩石学的研究がなされておらず、比較する分析値が現時点ではない。

5-3. HMBA 礫の岩石学的特徴と起源

5-3-1. HMBA の岩石学的特徴

HMBA は、斜方輝石の燕尾状結晶もしくは斜長石の長柱状の微状結晶によって構成されること、高い、 TiO_2 (1.16-1.3 wt.%)、 MgO (4.93-6.39 wt.%) 含有量で特徴づけられる。スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫と比較すると、アルカリ元素に富み、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では低カリウム岩系列～中間カリウム岩系列に (図 5A)、 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図ではサブアルカリ岩系列に属する (図 6)。ただし、変質作用を受けているため、変質により移動しやすいアルカリ元素で岩系を区分するのは危険かもしれない。HMBA は、ソレイト岩系列ではなく、カルクアルカリ岩系列に属する (図 5B・C)。また、図 5 および図 6 のいずれの図から、スコリア礫および玄武岩質安山岩～安山岩礫とは異なる組成であることは明確であり、起源も全く異なると思われる。

HMBA は高い MgO 含有量で特徴づけられるため、同様の特徴をもつボニナイトおよび高マグネシア安山岩と比較を行なった (表 4)。これらの火山岩は、 SiO_2 含有量がほぼ 57wt.% という共通点を持つ。小笠原列島に産するボニナイト (白木, 1993) は、 SiO_2 含有量が似るものの、 MgO 含有量のはるかに高く、 Al_2O_3 、 TiO_2 および Na_2O 含有量が低い。従って HMBA とはだいぶ組成が異なる。瀬戸内に分布する高マグネシア安山岩 34 個の平均値 (白木, 1993) および伊豆半島仁科層群に産する高マグネシア安山岩とは、主要元素の組成が似る。従って、HMBA は、狭義にも高マグネシア安山岩と言える。さらに、Cr や Ni などの微量元素に関しても、島弧の安山岩と比較して非常に富んでおり、高マグネシア安山岩の地球化学的特徴を示す。ただし、HMBA のほうが TiO_2 に富んでいるところが異なる点である。図 7 に MORB (Pearce, 1983) で規格化した高マグネシア安山岩の微量元素のパターンを示す。微量元素のパターンでも明らかに HMBA とボニナイトは異なることがわかる。高マグネシア安山岩と HMBA のパターンは似ているが、HMBA のほうが P および Ti に若干富む傾向にある。

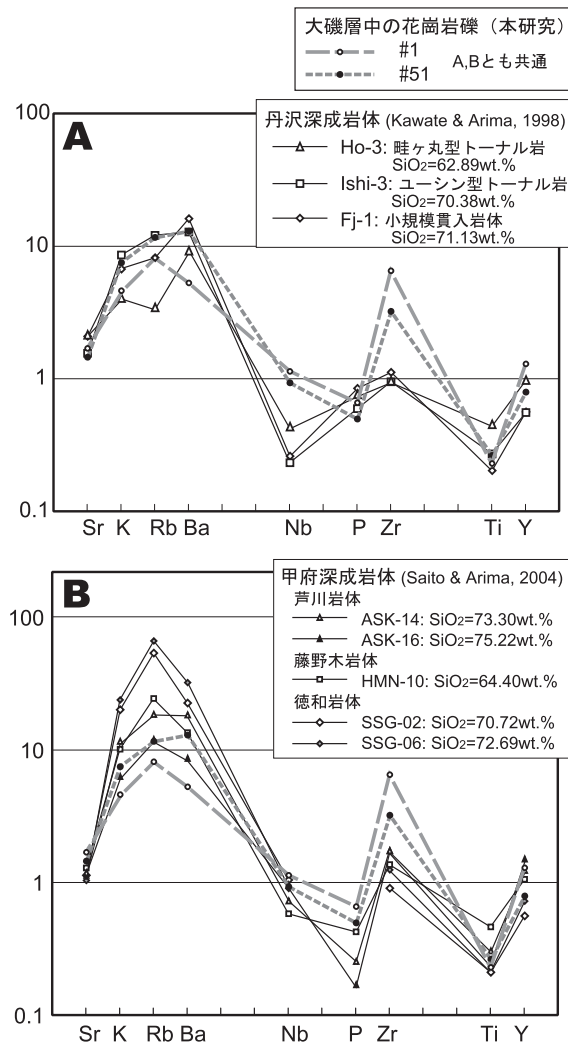
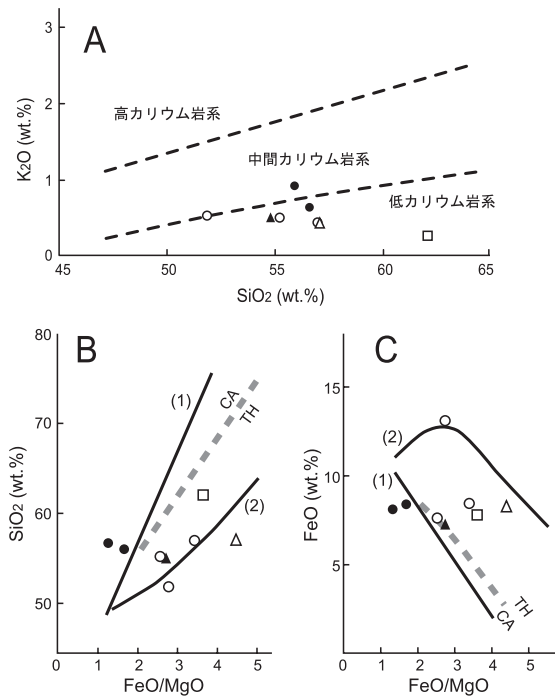


図 4. 含貝化石礫岩層中の花崗岩礫と南部フォッサマグナ地域に分布する花崗岩類の微量元素パターンをスパイダーダイアグラム。A: 丹沢深成岩類と花崗岩礫の比較。B: 甲府深成岩類と花崗岩礫の比較。

HMBA は、HFS 元素による分類方法の1つである $\text{TiO}_2\text{-MnO}\times 10\text{-P}_2\text{O}_5\times 10$ 図 (図 8) によれば IAT (島弧的ソレイト) の端から OIA (海洋島アルカリ玄武岩) の領域にプロットされる。ただし、この区分法は SiO_2 含有量が 45 ~ 54wt.% 程度の玄武岩に使用するものであり、今回の HMBA はこれよりやや SiO_2 含有量が高いために注意が必要である。図 8 には、比較のために房総半島の浜金谷周辺に露出する千畑礫岩層中の玄武岩礫の組成 (高橋・荒井, 1994)、嶺岡帯の玄武岩類の組成 (高橋・荒井, 1994)、三浦半島に産する玄武岩およびドレイイト類の組成 (谷口・小川, 1990) および高麗山層群中に産する枕状溶岩の組成 (小出ほか, 2002) を示した。嶺岡帯の玄武岩類を除き、いずれの岩体も斜長石もしくは斜方輝石の長柱状もしくは燕尾状の結晶を含むという特徴がある。谷口・小川, (1990) によれば、三浦半島に産する玄武岩およびドレイイトはホットスポット起源のアルカリ玄武岩であるとしている。また、高橋・荒井 (1994) による千畑礫岩層中の玄武岩についても、ホットスポット起源のアルカリ玄武岩であると



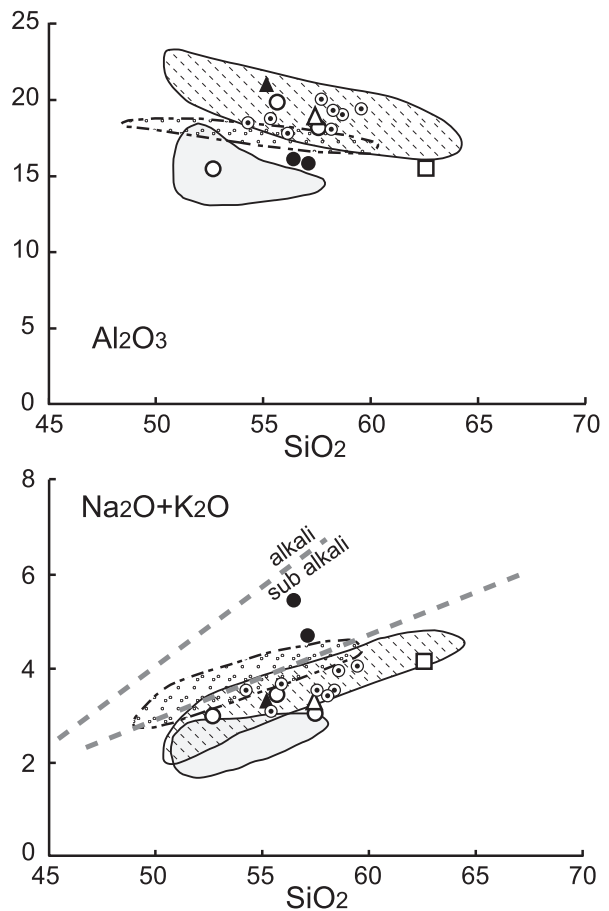
- ▲ スコリア
- 玄武岩質安山岩 (ハイアロオフィティック)
- △ 玄武岩質安山岩 (インターサータル)
- 安山岩 (インターサータル)
- 高Mg玄武岩質安山岩

図 5. 含貝化石礫岩層中のスコリア礫、玄武岩質安山岩 ~ 安山岩礫および HMBA の SiO_2 - K_2O 図 (A)、 FeO/MgO - FeO 図 (B) および FeO/MgO - SiO_2 図 (C). スコリア礫 (▲)、ハイアロオフィティック組織の石基を持つ玄武岩質安山岩 (○)、インターサータル組織の石基を持つ玄武岩質安山岩 (○)、インターサータル組織の石基を持つ安山岩礫 (□)、HMBA 礫 (●). CA: カルケアルカリ系列 TH: ソレイト系列. (1): 伊豆七島・伊豆半島・箱根地方の火山岩の中のカルケアルカリ系列. (2): 伊豆七島・伊豆半島・箱根地方の火山岩の中のソレイト系列.

考えられている。大礫層のものは、千畑礫岩層産の OIA ~ MORB (図 8 の★印) と比較的似た領域にプロットされる。HMBA は、アルカリ玄武岩ではないものの、OIA の特徴をあわせもつと言える。これは、高マグネシア安山岩と比較して、 TiO_2 および P_2O_5 が高いことが原因である。

図 9 は FeO/MgO 比と TiO_2 含有量をプロットしたものであるが、この図からも HMBA は島弧の玄武岩よりも MORB に近い組成であることがわかる。

HMBA は高マグネシア安山岩に区分されるが、 TiO_2 および P_2O_5 含有量が高いために OIA 的な特徴をあわせもつ。HMBA の起源を考察するにあたって、島弧以外の可能性も考えるべきである。



- 大礫層の含貝化石礫岩
- ▲ スコリア
- 玄武岩質安山岩 (ハイアロオフィティック)
- △ 玄武岩質安山岩 (インターサータル)
- 安山岩 (インターサータル)
- 高Mg玄武岩質安山岩
- ◎ 大礫層中のスコリア (谷口ほか, 1991)
- 伊豆大島 (一色, 1984)
- 箱根火山古期外輪山溶岩 (山下, 未公表データ)
- 東伊豆単成火山噴出物 (Hamuro, 1985)

図 6. 含貝化石礫岩層中のスコリア礫、玄武岩質安山岩 ~ 安山岩礫および高Mg玄武岩質安山岩礫の SiO_2 - Al_2O_3 図および SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図.

5-3-2. HMBA 礫の起源

北部伊豆一小笠原弧に産出する、高マグネシア安山岩および塩基性岩体との比較から、HMBA 礫の起源を考察した。

高マグネシア安山岩は、丹沢ブロックおよび伊豆ブロックを構成する丹沢層群および仁科層群でまれに見られる。仁科層群に見られる高マグネシア安山岩の化学組成は、 TiO_2 および P_2O_5 含有量を除いて HMBA と似ている。従って、岩石学的に HMBA の起源が仁科層群に見られる高マグネシア安山岩である可能性がある。しかし、大磯層と仁科層群の分布域では、現在の地形で 80km 以上離れている。そのため、直径 30cm を越える HMBA の礫が流れてきたとは考えにくい。また、大磯層の形成時期に大磯層と仁科層群の分布域の間では、白浜層群の形成の源となる大規模な火山活動が起こっており、一部が陸化していたとも考えられている (小山, 1986)。この火山体を乗り越えて礫が流れてきたとは考えられない。

丹沢層群に見られる高マグネシア安山岩は、青池ほか (1995) で報告されている。しかし、地球化学的データが示されていないために比較ができない。この岩体は、丹沢層群の比較的下部層にあたる大山垂層群本谷川層 (16 ~ 15Ma) に産する。大山垂層群本谷川層の上部には、大山層群唐沢川層および煤ヶ谷垂層群をあわせて 5000m を越える火山砕屑岩層が重なっている。大磯層の形成時期、これらの地層はあまり浸食されていなかったと考えられていることから、高マグネシア安山岩が露出していたとは考えにくい。従って、丹沢層群の高マグネシア安山岩が起源である可能性も低い。

表 4. 高 Mg 玄武岩質安山岩と高マグネシア安山岩、および高麗山層群中の枕状溶岩との比較

	#7	#47	HMA	Izu	Bon	Koma
Major element(wt.%)						
SiO_2	55.87	56.55	56.95	56.46	57.6	55.28
TiO_2	1.30	1.19	0.72	0.68	0.15	0.89
Al_2O_3	15.86	15.58	14.01	15.29	11.1	15.84
Fe_2O_3	9.30	8.96	7.66	7.64	9.38	11.66
MnO	0.11	0.13	0.13	0.12	0.18	0.14
MgO	4.93	6.28	8.96	8.28	12.3	4.17
CaO	7.02	6.50	7.01	5.15	7.33	7.83
Na_2O	4.41	3.94	2.73	4.45	1.56	3.18
K_2O	0.92	0.64	1.68	1.74	0.47	1.14
P_2O_5	0.29	0.23	0.15	0.2	0.03	0.09
Trace element(ppm)						
Ba	292	197	328	246	31	130
Cr	171	230	560	301	1020	35
Nb	7.7	6.5	5.9	4.4	0.5	2.2
Ni	89	225	203	74	229	12
Rb	14	9.8	67	28	10	12
Sr	569	495	269	220	66	343
Y	16	21	19	19	4.1	30

#7, #47: HMBA

HMA: 瀬戸内産高マグネシア安山岩 (白木敬一, 1993)

Izu: 伊豆半島仁科層群中の高マグネシア安山岩 (高橋, 1989)

Bon: 小笠原諸島父島産ボニナイト (白木敬一, 1993)

Koma: 高麗山層群北大磯層中の枕状溶岩 (本研究)

HMBA が島弧ではなく、プレート内 (海洋島) 的もしくは MORB 的な地球化学的特徴を持つことから、北部伊豆一小笠原弧に分布する島弧以外の火山岩と比較を行なった。現在、北部伊豆一小笠原弧にて、島弧起源以外の火成岩類が露出しているのは、HMBA の比較対象とした三浦半島のアルカリ玄武岩や房総半島の浜谷谷周辺に露出する千畑礫岩層中の玄武岩および嶺岡帯の超塩基性岩体である。特に嶺岡帯は中央海嶺起源のソレアイト玄武岩を中心に、アルカリ玄武岩や島弧のソレアイト、ピクライトなどを産しており (佐藤ほか, 1999) この地域で最大の塩基性岩が露出する地域である。谷口ほか (1991) では、三浦半島のアルカリ玄武岩や嶺岡帯の超塩基性岩体のオフィオライトの存在から、“嶺岡プレート”の存在を考えた。嶺岡プレートは、50-40Ma にフィリピン海プレートと太平洋プレートの間に存在したプレートである。プレートの大部分は、伊豆弧の下に沈みこんだが、中新世にその一部が太平洋プレート西側に三角状に残り、それがユーラシアプレートすなわち本州弧にオブダクションして本州弧の一部に残った。嶺岡帯を構成する MORB は 50 ~ 40Ma のものであり (Kaneoka et al., 1981)、三浦半島に分布するアルカリ玄武岩は 36Ma もしくは 37Ma にホットスポットで形成されたものである (谷口・小川, 1990)。すなわち、嶺岡プレートは本州弧と伊豆一小笠原弧の境界付近に点々と存在することを意味する。

HMBA 礫の起源を島弧ではなく、プレート内火山 (海洋島) もしくは MORB (中央海嶺起源) に求めるならば、前述の塩基性岩体に起源を求めることが妥当であろう。しかし、HMBA 礫の起源を推測するにあたって、礫の最大サイズが直径 30cm を越えていることから、給源がさほど遠くないことを考慮しなければならない。現在の位置関係を見ると、最も近い岩体は、谷口・小川 (1990) による三浦半島のアルカリ玄武岩体である。しかし、大磯と三浦半島のアルカリ玄武岩体の産地とは 30km 程度離れており、直径 30cm を越える礫が海を隔てて流されてくるとは考えにくい。

HMBA の起源として最も可能性が高いのは、高麗山層群北大磯層に産するアルカリ玄武岩の枕状溶岩 (木村・藤岡, 1981) である。アルカリ玄武岩は、木村・藤岡 (1981) によって岩石学的記載がなされているが、地球化学的データは得られていない。小出ほか (2002) では、木村・藤岡 (1981) の地質図をもとに野外調査を行い、枕状溶岩を採集し主要元素の化学分析を行なった。しかし、チタンオーザイトを斑晶にもつアルカリ玄武岩は発見できず、島弧のソレアイトとカルクアルカリ岩の中間的な性質を持つ非アルカリ岩しか発見できなかった。このことは、高麗山層群北大磯層中にアルカリ玄武岩と非アルカリ岩が同時に存在する可能性を意味している。小出ほか (2002) でも指摘しているように、アルカリ玄武岩と非アルカリ岩を産する高麗山層群北大磯層中の塩基性岩体は、嶺岡帯の延長線上にあたる可能性が高い。

高麗山層群に産する枕状溶岩の分析値との比較を試みた。しかし、現時点では、アルカリ玄武岩の化学組成が不明であるため、小出ほか (2002) による分析結果とのみ比較を行なった。HMBA は高麗山層群産の枕状溶岩とほぼ同量の SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 CaO の含有量をもつ (表 4)。

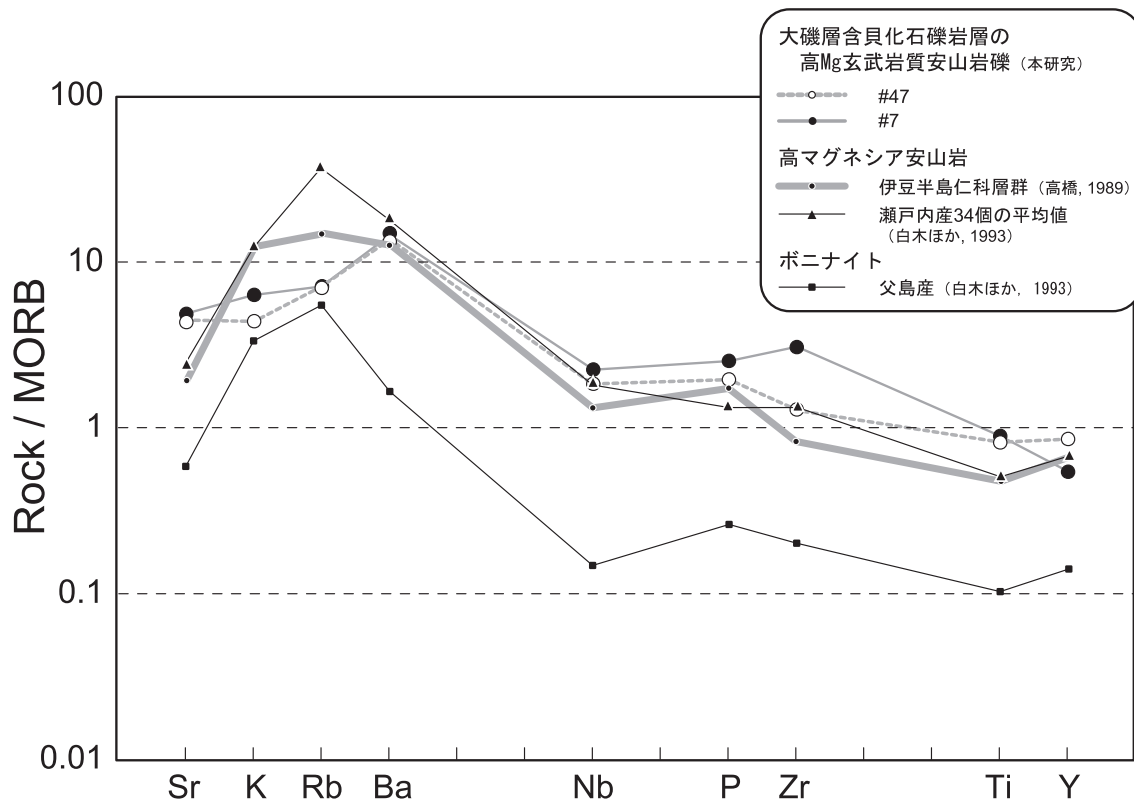


図 7. 高マグネシア安山岩類のスパイダーダイアグラム.

また、HMBA の # 7 では、MgO 含有量もほぼ同量である。しかし、HMBA のほうが TiO_2 、 Na_2O および P_2O_5 の含有量が高い。そのため、HMBA はより OIA に近い領域にプロットされ、高麗山層群産の枕状溶岩は IAT にプロットされる。さらに今回、小出ほか (2002) が分析した試料について、微量元素の化学分析を行い HMBA と比較した。その結果、Cr と Ni の含有量は明らかに HMBA の方が高く、HMBA がより初生的であることを示した (表 4)。また、MORB で規格化した微量元素のパターンから、小出ほか (2002) の試料は、LIL 元素に富み、Nb の負の以上を持つ典型的な島弧のパターンを示しており、明らかに HMBA とは異なる結果が得られた (図 10)。従って、高麗山層群産の枕状溶岩と HMBA は主要元素の含有量は似ているものの、異なる岩体であると言える。ただし、HMBA の地球化学的特徴は OIA 的な性質も持つことから、木村・藤岡 (1981) によるアルカリ玄武岩と小出ほか (2002) の島弧的非アルカリ岩の中間的な存在とも考えられる。

大礫層の含貝化石礫岩層から、穿孔貝によって空けられたと思われる無数の穴が空いた高麗山層群由来の凝灰岩礫がみつかることは、HMBA が高麗山層群起源の可能性を示す根拠となる。大礫層の形成時期に高麗山層群が、より浸食されやすい海岸線付近に露出しており、大礫層へ礫を供給した証拠となる。同時期に、高麗山層群中の塩基性岩体が浸食により削剥されて、その礫が大礫層に供給された可能性が考えられる。

現時点では、HMBA の起源は高麗山層群であると考えられる。

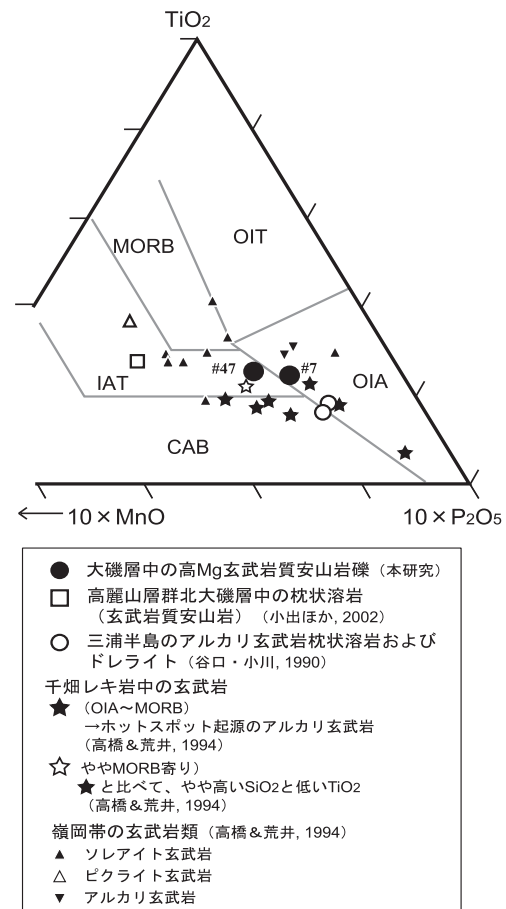


図 8. TiO_2 - $\text{MnO} \times 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ 図. 図中の 5 種類のマグマの領域は (Mullen, 1983) による。

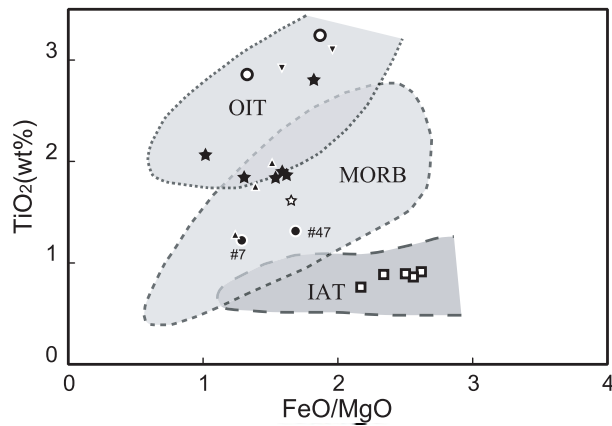


図 9. FeO/MgO-TiO₂ 図.
シンボルは図 8 と同じ。

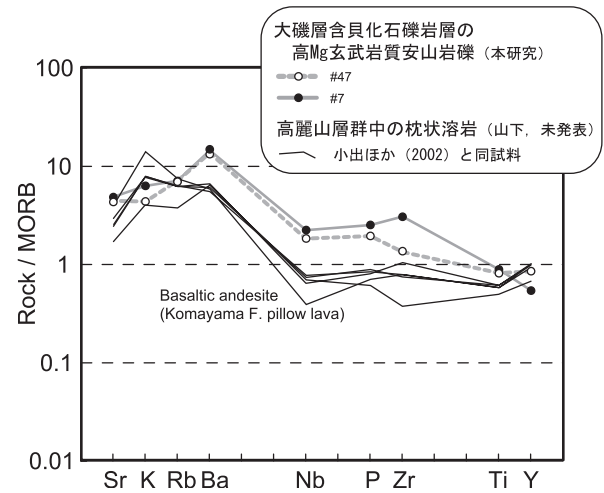


図 10. 高麗山層産枕状溶岩と HMBA のスパイダーダイアグラムによる微量元素の比較。

5-4. その他の礫の起源

5-4-1. 流紋岩礫

流紋岩礫は、SiO₂ が 70wt.% に対して、K₂O が 1.83wt.%、Na₂O+K₂O が 5.6wt.% に達することから中間カリウム岩系列に属する (表 3)。このような化学組成を持つ流紋岩は、現在の銭州海嶺上に位置する新島 (一色, 1987) や神津島 (一色, 1982) を構成する流紋岩と一致する。流紋岩礫は、火山フロントよりはむしろ背弧側の火山から供給されたことを示唆する。

5-4-2. 砂岩

砂岩礫は、円礫および亜円礫～亜角礫が多いことから遠方より流されてきたと考えられる。黒色～暗灰色で非常に緻密で固結度が高く、石英の脈が見られることなどが挙げられる。このような特徴は、伊豆一小笠原弧由来の火山砕屑物を主とする凝灰岩には見られず、むしろ陸源砕屑物を主とする四万十帯によく見られる。田中・森 (1996) は、大磯層の含貝化石礫岩層より小仏山地由来の黒色頁岩やチャートなどの存在を報告している。著者らも、これらの砂岩礫の起源は、小仏山地に分布する白亜系の小仏層群もしくは古第三系の相模湖層群であると考えている。

5-4-3. チャート

チャート礫も砂岩礫と同様に、ほとんどが円礫で平均粒径も 1.5cm と小さいことから遠方より流されてきたと考えられる。チャート層は、丹沢層群に代表される伊豆一小笠原弧北部の堆積岩層には存在しない。現在の分布では、小仏山地に分布する白亜系の小仏層群にチャート層が挟在する。チャート礫の起源は、砂岩と同様に小仏層群である可能性が高い。

5-4-4. 石灰質礫岩・石灰質砂岩・石灰質シルト岩

それぞれの礫の全礫種に占める割合が 21.5% にも達すること。円磨度は亜円礫～亜角礫が最も多く、次いで角礫が多いこと。平均粒径は、他の礫と比べて大きいことなどから、給源が非常に近いことが推測される (表 1)。

石灰質砂岩を構成する斜長石や斜方輝石の中には、完

全な自形結晶を残したものが混じっている。従って、これらの鉱物粒は火成岩から二次的にもたらされたものではなく、石灰岩の形成時に火山灰等が直接堆積したことにより形成されたものと考えられる。石灰質シルト岩は、白色で透明感のない均質なシルト岩である。いずれの石灰岩の成因についても未解明である。

このような岩石学的特徴をもった石灰岩類は、周辺の地層では観察できない。全礫種に占める割合が 21.5% と高いこと、亜円礫～亜角礫や角礫の頻度が高いこと、平均粒径が比較的大きいことは給源が比較的近いことを示唆する。現在のところ、後述の偽礫と同様に、含貝化石礫岩層の下位の地層よりもたらされた可能性が高い。

5-4-5. 凝灰岩

凝灰岩礫は、円磨度が円礫から角礫まで各種あることや、珪長質なものから中間質なもの、さらに細粒なものからやや粗粒のものまでさまざまであることなどが特徴である。このことから、起源が複数あると考えられる。

珪長質な礫は、Ito (1986) による大磯層含貝化石礫岩中の珪質泥岩に相当するものと思われる。シルト質～珪質の凝灰岩の中には、穿孔貝によって空けられたと思われる無数の穴があいた礫が見られることがある。このような凝灰岩は、高麗山層群がその起源である可能性が高い。

田中・森 (1996) らによれば、細粒凝灰岩の起源を丹沢山地と考えた。しかし、凝灰岩は大磯層の北に分布する高麗山層群、丹沢の北に分布する御坂層群にも産出しており、これらが給源となっている可能性は否定できない。

4-10. 偽礫

偽礫は、割合が非常に高いこと、亜円礫～亜角礫が多く、次いで角礫が多いこと、淘汰が非常に悪いために様々な大きさの礫が存在することなどが特徴に挙げられる。偽礫の給源は、下位の大磯層中起源のシルト質凝灰岩やスコリア質凝灰岩であると考えられる。

6. 大磯層の堆積の場について

堆積の場に関する従来の研究成果には、海底火山噴出

物や陸源砕屑物からなる陸側斜面堆積物説 (Ito, 1986) や、大礫層を構成する火山礫の地球科学的性質から推測された伊豆弧の火山フロントよりもやや背弧側の堆積物説 (徐・谷口, 1988)、谷口ほか (1990; 1991) などがある。大礫層堆積時のテクトニックセッティングとして問題となるのは、堆積の場が本州弧の陸側斜面にあったか、フィリピン海プレートの前弧にあったのかということである。大礫層の形成年代 (8.2 ~ 5.6Ma) は伊豆一小笠原弧の北端部に位置していた丹沢ブロックが本州弧に衝突する直前もしくは同時期にあたる。すなわち、大礫層の堆積の場が本州弧の陸側斜面にあったならば、大礫層の堆積場の海側に存在するトラフを挟んで丹沢ブロックが存在したことになる。逆に、大礫層の堆積の場がフィリピン海プレートの前弧にあったならば、大礫層の堆積場の北側もしくは東側に、プレート境界をはさんで愛川層群に相当する地層が分布し、さらに北には本州弧の一部である小仏層群もしくは相模湖層群が存在したはずである。大礫層の含貝化石礫岩層に含まれる礫の起源から、大礫層の堆積の場を考察することにする。

6-1. 堆積の場はフィリピン海プレート前弧か？

大礫層の堆積の場が、フィリピン海プレートの前弧にあると考えられる根拠は以下の2点である。

1 徐・谷口 (1988) や谷口ほか (1990; 1991) は、大礫層のスコリア層を構成するスコリアが低アルカリ高アルミニウム質であることから、火山活動の場が、伊豆弧の火山フロントよりもやや背弧側であったと考え、大礫層の形成の場を伊

豆一小笠原弧のやや背弧より考えた。さらに、三浦層群の三崎層に含まれる火山岩礫は低アルカリソライイトであることから伊豆一小笠原弧の前弧海盆で形成したと考えた。

2 大礫層を構成するスコリア層および凝灰質泥岩 (シルト岩) の互層の岩相は、フィリピン海プレートの前弧にて形成されたと考えられている三浦層群の三崎層に類似する。このことから、大礫層もフィリピン海プレートの前弧で形成されたと考えられる。

含貝化石礫岩層に大量に含まれるスコリアおよび玄武岩質安山岩～安山岩などの火山岩類を供給した火山活動の場が、伊豆弧の火山フロントよりもやや背弧側であったことは本研究結果とも一致する (表 5)。しかし、含貝化石礫岩層に含まれる程度の岩片の量ならば、噴火により空中よりもたらされたと考えることもできる。すなわち、火山活動の場は伊豆一小笠原弧の背弧側にあり、そこから含貝化石礫岩層に火山岩礫が供給されたと考えられる。大礫層を構成するスコリア質凝灰岩や軽石質凝灰岩なども同様のメカニズムでもたらされたと考えればつじつまがあう。また、大礫層の形成の場がフィリピン海プレートの前弧にあるとすれば、高麗山層群と大礫層の境界に構造線が必要となる。しかし、地質調査からは、構造線にあたるような断層は見当たらないことから、フィリピン海プレートの前弧にて大礫層が形成された可能性は低い。

6-2. 堆積の場は本州弧の陸側斜面か？

大礫層の含貝化石礫岩層に含まれる礫から得られた結

表 5. 含貝化石礫岩層の礫の給源のまとめ。

岩石名	給 源	主な根拠
火成岩類		
スコリア 玄武岩質安山岩 ～安山岩	火山フロントよりも やや背弧側に位置する火山	低アルカリ高アルミニウム質で、東伊豆単成火山群や箱根火山のものと化学組成が似る
HMBA	高麗山層群中の塩基性岩体	高マグネシア安山岩に区分されるが、P ₂ O ₅ や TiO ₂ 含有量が高いため非島弧的。巨礫が見つかることから、給源が近い高麗山層群が妥当
流紋岩	火山フロントよりはむしろ背弧側の火山	K ₂ O の含有量が高いこと
花崗岩	甲府花崗岩体の芦川岩体	トータル岩に分類されることと形成年代、微量元素のパターン
堆積岩類		
砂岩	小仏層群もしくは相模湖層群	伊豆一小笠原弧起源ではなく、岩相が小仏層群もしくは相模湖層群の砂岩と似る
チャート	小仏層群	同上
石灰質礫岩	含貝化石礫岩層の下位の地層	周辺の地層からは見つからないこと、角礫が多く、サイズも大きいことから。
石灰質砂岩		成因は不明
石灰質シルト岩		
凝灰岩	高麗山層群	穿孔貝によって穴があけられた礫が見つかることと、岩相が似ることから
珪長質凝灰岩		
それ以外の凝灰岩	丹沢山地、高麗山層群、御坂層群？	いずれの可能性もあり
偽礫	下位の礫層中のシルト質凝灰岩 やスコリア質凝灰岩	角礫が多く、サイズも大きいこと。周辺の大礫層から同じ岩相のものが見られること

1. フィリピン海プレート前弧モデル

：大礫層はフィリピン海プレートの前弧に堆積

花崗岩や砂岩の礫は本州弧陸側斜面もしくはトラフを流されてきたプレート境界をはさんで向かいにあった高麗山層群からHMBAを供給。いずれの礫もトラフを乗り越え伊豆-小笠原弧前弧に堆積した。

既に衝突付加した
フィリピン海プレート

甲府花崗岩体
(芦川岩体)

西南日本外帯？

四万十帯
(小仏層群・
相模湖層群)

石英閃緑岩礫
の供給

砂岩礫の供給

スコリアおよび
火山岩礫の供給

(箱根のような)
低アルカリ高アルミナ質
玄武岩～安山岩の活動

藤野木-愛川
構造線の延長

陸化？

高麗山層群
(嶺岡プレートの断片含む)

凝灰岩礫・
HMBAの供給

フィリピン海プレート

大礫層の堆積の場

青野原-煤ヶ谷構造線の延長

↓
現在の湘南平の南、すなわち
高麗山層群と大礫層の間に
構造線がなければならない

このまま付加されると
大礫層の地質構造と調和的

2. 本州弧陸側斜面モデル

：大礫層は本州弧陸側斜面に堆積

花崗岩や砂岩の礫は本州弧陸側斜面もしくはトラフを流されてきた。大礫層の堆積場の近辺にあった高麗山層群からHMBAを供給。大礫層中に見られるスコリア層はトラフをはさんで反対側のフィリピン海プレート上の火山よりもたらされた。

既に衝突付加した
フィリピン海プレート

甲府花崗岩体
(芦川岩体)

西南日本外帯？

四万十帯
(小仏層群・
相模湖層群)

石英閃緑岩礫
の供給

砂岩礫の供給

スコリアおよび
火山岩礫の供給

(箱根のような)
低アルカリ高アルミナ質
玄武岩～安山岩の活動

藤野木-愛川
構造線の延長

陸化？

高麗山層群
(嶺岡プレートの断片含む)

凝灰岩礫・
HMBAの供給

堆積

二次堆積

フィリピン海プレート

大礫層の堆積の場

青野原-煤ヶ谷構造線の延長

→ 生沢断層から大礫層の南を抜けて三浦半島へ

大礫丘陵周辺の地形的に、
また三崎層が伊豆弧の前弧堆積物で
あることも調和的

大礫層が北傾斜であることは
大礫層の形成後の変形で説明？

図 11. 大礫層形成の場のモデル。

果(表5)からは、大礫層の堆積の場が本州弧の陸側斜面であった可能性を支持する(図11)。大礫層の含貝化石礫岩層には、小仏層もしくは相模湖層群起源の礫を含んでいることはIto(1986)でも指摘しており、今回の調査結果とも同様である。このことは、大礫層の含貝化石礫岩層の給源に本州弧(いわゆる四万十帯相当層)が存在していたことを意味している。甲府花崗岩体の芦川岩体と思われる花崗岩礫の存在は、丹沢ブロックに先立って本州弧に衝突した御坂ブロックの一部である芦川岩体よりもたらされたものと

考えられ、年代的(衝突年代は12～13Ma;青池(1999)、芦川岩体の形成年代が12.9～11.6Ma(Saito et al., 1997))にも問題はない。大礫層の含貝化石礫岩層からは比較的小さな花崗岩礫しかみつからないことは、芦川岩体と大礫では距離がだいぶ離れていることと関係があると考えられる。穿孔貝により穴を空けられたシルト質の細粒凝灰岩やHMBAの存在は、大礫層の堆積場のすぐ近くに高麗山層群が露出していたことを示唆している。直径30cmを越えるHMBAの巨礫の存在は、高麗山層群の分布と大礫層の堆

積場の間にトラフまたは海底谷のような深まりが存在しなかったことを意味する。以上のことから、大磯層の堆積の場は本州弧の陸側斜面であったと考えられる。なお、大島ほか(2002)では大磯層より産出したイノシシ類の臼歯の化石について報告しており、陸生哺乳類化石の産出から、大磯層の堆積場が陸側斜面であることを示唆している。このことは、本結果を支持する根拠となりうる。

現在の大磯層の地質構造は、海岸付近が北傾斜で、やや内陸部に向斜構造をもつ。このことは、陸側斜面に堆積した大磯層が、後のフィリピン海プレートからの押し上げにより、分布の南側がめくれ上がり、向斜構造が形成されたと解釈できる。

以上のことから、本論では、大磯層の形成の場をフィリピン海プレート前弧よりも、本州弧の陸側斜面であると考えられる。

7. 大磯丘陵南東部のテクトニクス

大磯層の堆積の場から、当時のテクトニクスを推定した。伊豆一小笠原弧は本州弧に度重なる衝突を繰り返してきたと考えられている(例えば天野(1986)など)。伊豆一小笠原弧と本州弧の衝突境界は、現在の藤野木-愛川構造線であり、その後衝突した丹沢ブロックの境界は青野原-煤ヶ谷構造線と考えられている。藤野木-愛川構造線は、火山砕屑物からなる伊豆一小笠原弧と、おもに陸源性堆積物からなる本州弧の物質的境界にもなっている。藤野木-愛川構造線の南方は、相模平野で沖積物に覆われてしまったために確認できない。Taira *et al.* (1998)では、伊豆衝突帯のテクトニクスを論じており、その中で、藤野木-愛川構造線の延長線を、丹沢から南南東に延長し、神奈川県平塚市周辺から相模湾に一度入り、その後東方へ進路を変え三浦半島の中央部を通り房総半島まで達する図を紹介している。しかしながら、相模平野の南端部付近における構造線の位置を示す確実な証拠は得られていない。青池(2003)は、高草山層群~高麗山層群~葉山層群~嶺岡層群にかけて非島弧の火山活動が断片的に分布することから、高麗山層群にも嶺岡プレートの断片が含まれていると考えた。Taira *et al.* (1998)によるプレート境界の位置は、青池(2003)による嶺岡プレートの断片が伊豆一小笠原弧のと本州弧の境界部に断片的に存在することと一致している。しかし、高麗山層群のアルカリ玄武岩の露頭が消滅してしまった状況では、それを証明することができない。

今回の研究結果から、大磯層の堆積場が本州弧の陸側斜面であるという結果が導かれた。このことは、大磯層の分布の南側に青野原-煤ヶ谷構造線~伊勢原断層~生沢断層、すなわち 5.5Ma に丹沢ブロックが本州に衝突した境界の断層が存在することを意味する。また、大磯層の分布の北に伊豆一小笠原弧と本州弧の境界に相当する断層が存在することも予想される。

8. まとめ

・大磯層の含貝化石礫岩層には、スコリア、玄武岩、玄武岩質安山岩、高 Mg 玄武岩質安山岩、安山岩、流紋岩などの火山岩類、花崗岩などの深成岩、砂岩、チャート、石灰質礫岩、石灰質砂岩や、石灰質シルト岩、凝

灰角礫岩、凝灰岩などの堆積岩が見られた。

・スコリア、玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩の礫は、低アルカリ高アルミニウム岩の地球化学的性質を持ち、現在の火山フロントよりはむしろやや背弧側の火山活動(第四紀の火山では箱根火山の玄武岩~安山岩)で見られる火山岩の性質と似る。

・花崗岩礫は K_2O 含有量が低く、トータル岩に分類される。その起源は、甲府花崗岩体の芦川岩体であると考えられる。

・チャート礫、砂岩礫の起源は、四万十帯の小笠原群もしくは相模湖層群と考えられ、明らかに伊豆一小笠原弧由来の物質ではないと考えられる。

・HMBA(高マグネシウム玄武岩質安山岩)礫は、斜方輝石もしくは斜長石からなる燕尾状の結晶を含み、高い MgO 含有量で特徴づけられる。記載岩石学的には高マグネシア安山岩と言えるが、 P_2O_5 や TiO_2 の含有量が高い点で異なる。そのため、非島弧的な地球化学的性質を持ち、OIA に近い特徴をあわせ持つ。

・HMBA 礫の起源は、高麗山層群中の火山岩体であると考えられる。このことは、高麗山層群に嶺岡プレートの断片が含まれている可能性を示唆する。

・礫の起源から大磯層の堆積の場は、伊豆一小笠原弧の前弧ではなく、本州弧の陸側斜面であると考えられる。このことから、大磯層の南には丹沢ブロックと本州弧が衝突した際の境界に相当する断層、すなわち青野原-煤ヶ谷構造線~伊勢原断層~生沢断層の延長が存在すると考えられる。

文献

- 青池 寛, 1999. 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川博調査研報(自然), (9): 113-151.
- 青池 寛, 2003. 15Ma 前後の北部伊豆一小笠原弧衝突テクトニクスと「嶺岡プレート」存在の可能性. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会講演要旨, 幕張.
- 青池 寛・有馬 眞・小池敏夫, 1995. 東部丹沢山塊に産出する高マグネシウム安山岩. 日本岩石鉱物鉱床学会平成6年度學術講演会講演要旨集, p. 14.
- 青池 寛・門田真人・末包鉄郎・相川弘二・松島義章・川手新一・山下浩之・梅沢俊一・今永 勇, 1997. 丹沢山地ならびに周辺の地質. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 神奈川県環境部, p. 24-63.
- 天野一男, 1986. 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, 8(10): 581-585.
- 荒井章司・石田 高, 1987. 山梨県笹子地域の小笠原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.
- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達史. 神奈川博調査研報(自然), (9): 57-77.
- 有馬 眞・平田大二・猪俣道也・相原延光, 1991. 三浦層群に含まれるスコリアの岩石学. 月刊地球, 13(1): 35-38.
- 足柄団体研究グループ, 1986. 足柄層群の層序と地質構造—足柄地域の新第三系・第四系の研究(2)—. 地球科学, 40: 47-63.
- Cox, K. G., J. D. Bell & R. J. Pankhuest, 1979. The interpretation of igneous rocks. London; Allen & Unwin, 450 pp.
- 二上政夫・伊藤 慎・松川正樹, 2001. 千葉県白浜町に分布する

- 千倉層群白間津層の含シロウリガイ化石礫状岩. 地質学雑誌, 107(10): 611-619.
- Hamuro, K., 1985. Petrology of the Higashi-Izu Monogenic Volcano Group. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 60: 335-400.
- 平田大二・田口公則・山下浩之, 2002. 2001 年台風 15 号の影響により露出した西小磯海岸の大磯層. 神奈川自然誌資料, (23): 63-64.
- 茨木雅子, 1978. “西大磯層”・“大磯層”の浮遊性有孔虫について. 静岡大学地球科学研究報告, (3): 1-8.
- 井尻正二・藤田至則, 1949. 化石床…化石の成因、特に、化石の堆積機構の研究… . 地球科学, (1): 29-37.
- 今永 勇・山下浩之, 1999. 丹沢・足柄・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動の K-Ar 年代. 神奈川博調査研報 (自然), (9): 179-190.
- 猪俣 久, 1979. 大磯丘陵の第三系について. 神奈川県立教育センター「長期研修員研究集録」, (14): 29-34.
- 石黒 進, 1974. 大磯丘陵南東部の地質. 神奈川県温泉研究所報告, 5(3): 141-148.
- 一色直記, 1982. 神津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75p.
- 一色直記, 1984. 大島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 133p.
- 一色直記, 1987. 新島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 85p.
- Ito, M., 1986. Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honsyu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92(1): 47-64.
- 神奈川県企画部, 1988. 土地分類基本調査「藤沢・平塚」.
- Kaneoka, I., Y. Takagi, S. Tonouchi, T. Furuta, Y. Nakamura & M. Hiram, 1981. Pre-neogen volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. Abs. IAVCEI Symp. Tokyo and Hakone, p. 166.
- 蟹江康光・平田大二・今永 勇, 1999. 大磯丘陵と相模湾、沖ノ山堆列の地質と微化石年代. 神奈川博調査研報 (自然), (9): 113-151.
- 関東第四紀研究会, 1987. 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13): 3-46.
- 木村政昭・藤岡換太郎, 1981. 神奈川県大磯丘陵で発見された枕状溶岩. 地質雑, 87(12): 837-840.
- Kawate, S. & M. Arima, 1998. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: Explosed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc*, 7: 342-358.
- 小出良幸・平田大二・山下浩之, 2002. 神奈川県西小磯海岸の大磯層の礫について. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会講演要旨, 代々木.
- 小出良幸・山下浩之・川手新一・平田大二, 2000. 蛍光 X 線分析装置による岩石主要元素の分析精度の検証. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (29): 107-125.
- 小出良幸・山下浩之・平田大二・菅井美里・中村裕子・前田信・小嶋 結, 2002. 神奈川県大磯丘陵に産する火山岩の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (31): 9-18.
- 小島伸夫, 1954. 大磯地塊の地質について. 地質雑, 60: 445-454.
- 小山真人, 1986. 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. 月刊地球, 8(12): 743-751.
- 森 慎一・長田敏明, 1983. 大磯町西小磯海岸にみられる大磯層の層序と化石. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (6): 63-83.
- Mullen, E. D., 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth planet. Soc. Lett.*, 62: 53-62.
- 生越 忠, 1986. いわゆる“化石床”にまつわる 2、3 の問題. 地質雑, 2: 585-600.
- 大島光春・田中 猛・大塚裕之, 2002. 上部中新統三浦層群大磯層から産出したイノシシ類臼歯について. 日本古生物学会第 151 回例会予稿集, p. 19.
- 大塚彌之助, 1929. 大磯地塊を中心とする地域の層序について (其一). 地質雑, 36: 435-456.
- 大塚彌之助, 1929. 大磯地塊を中心とする地域の層序について (其二). 地質雑, 36: 479-497.
- 大塚彌之助, 1931. 大磯層その他に就いて. 地質雑, 38: 174-187.
- Pearce, J. A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths*. C. J. howkesworth & M. J. Norry (eds), 230-249. Nantwich: shiva.
- Saito, K., I. Otomo & T. Takai, 1991. K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magna, central Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 43: 921-935.
- Saito, S., M. Arima, T. Nakajima & J. Kimura, 2004. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu Granitic Complex, central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone. *Jour. Mineralogical Petrological Sci.*, 99: 104-117.
- 白木敬一, 1993. 瀬戸内地域における高マグネシア安山岩の形成. 地質学論集, 42: 255-266.
- 佐藤 暢・谷口英嗣・高橋直樹・M. M. Mohiuddin・平野直人・小川勇二郎, 1999. 嶺岡オフィオライトの起源. 地学雑誌, 108(3): 203-215.
- 周藤賢治・牛来正夫, 1997. 地殻・マントル構成物質. 共立出版, pp.350.
- 徐 垣・谷口英嗣, 1988. 本州弧に付加した古伊豆一小笠原弧. 月刊地球, 10(10): 611-615.
- Taira, A., S. Saito, K. Aoiike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka & A. Kilaus, 1998. Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *The Island Arc*, 7: 395-407.
- 高橋正樹, 1989. 伊豆半島前紀中新世仁科層群中の高マグネシウム安山岩～玄武岩とアルカリに富む高マグネシウム安山岩類生成のテクトニクス場について. 白木敬一編, 日本の高マグネシア安山岩, 133-142.
- 高橋直樹・荒井章司, 1994. 房総半島三浦層群千畑層中の玄武岩礫—環伊豆地塊蛇紋岩帯の構成要素—. 岩鉱, 89: 101-114.
- 平 朝彦・清川昌一, 1997. 造山帯と大陸成長. 地球進化論. 岩波講座・地球惑星科学, pp. 155-258. 岩波書店, 東京.
- 滝田良基, 1974. 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質学雑誌, 80(11): 505-523.
- 田中 猛・森 慎一, 1996. 神奈川県西部の大磯層産出の板鯉類化石. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (19): 67-81.
- 谷口英嗣・小川勇二郎, 1990. 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質雑, 96: 101-116.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・徐 垣, 1991. 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. 地学雑誌, 100(4): 514-529.
- 谷口英嗣・徐 垣・小川勇二郎, 1990. 三崎層に含まれる火山岩礫の起源とそのテクトニクス. 月刊地球, 13: 31-34.
- 山下浩之・平田大二・小出良幸, 2004. 神奈川県大磯町の新第三系大磯層に挟在する礫岩層のテクトニクスの意義. 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, p166.

摘 要

山下浩之・平田大二・小出良幸, 2005. 神奈川県西小磯海岸に分布する新第三系大磯層に含まれる火山岩礫の起源とそのテクトニクス. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (34): 27-46. (Yamashita, H., D. Hirata & Y. Koide, 2005. Origin of the igneous gravels in conglomerate beds in the Neogene Oiso Formation, Kanagawa Prefecture, and implication of its tectonic setting. *Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, (34): 27-46.)

新第三系大磯層に含まれる礫について岩石学的検討を行い、その起源を推定した。さらに火成岩礫の起源から、大磯層堆積時のテクトニックセッティングを推定した。

テクトニックセッティングを反映する礫には、スコリア礫、玄武岩～安山岩礫、花崗岩礫、高 Mg 玄武岩質安山岩礫などがある。スコリア、玄武岩～安山岩の礫は、低アルカリ高アルミニウム岩の地球化学的性質を持ち、背弧側の火山活動で見られる火山岩の性質をもつ。花崗岩礫はトータル岩に分類され、甲府花崗岩体の芦川岩体が起源であると考えられる。HMBA 礫は、斜方輝石もしくは斜長石からなる燕尾状の結晶を含み、高い MgO 含有量で特徴づけられる。OIA 的な性質を持つことから、高麗山層群が起源と考えられる。以上の結果から、大磯層の堆積の場は伊豆－小笠原弧の前弧ではなく、本州弧の陸側斜面であると考えられる。

(受付 2004 年 12 月 18 日 ; 受理 2005 年 1 月 21 日)