

丹沢山地の地質 —古伊豆・小笠原北端の衝突帯に関連して—

Geology of the Tanzawa Mountains regarding Tectonic Setting in the Collision Zone at the Northern End of the Paleo-Izu-Bonin Arc

川手新一¹⁾・河尻清和²⁾・山下浩之³⁾

Shin-ichi KAWATE¹⁾, Kiyokazu KAWAJIRI²⁾ & Hiroyuki YAMASHITA³⁾

Abstract. The Tanzawa Mountains, consisting mainly of the Tanzawa Group, the Aikawa Group, and the Tanzawa Plutonic Complex, are located at the northern end of the Izu-Bonin (Ogasawara) Arc that had collided with the Honshu Arc. The Tanzawa and Aikawa groups occupy the southeastern part and the east margin of the mountains, respectively. The Tanzawa Group consists of middle Miocene to Pliocene subaqueous pyroclastics with a minor amount of clastic rocks. The Aikawa Group consists of late Miocene to Pliocene subaqueous volcanoclastics and clastic rocks. The lower to middle Tanzawa Group is inferred to have deposited in the oceanic island arc and to record the volcanism of the Paleo-Izu-Bonin Arc in the middle Miocene, whereas the Aikawa Group and the upper Tanzawa Group are interpreted as trough basin-fill deposits. The Tanzawa Plutonic Complex, consisting of tonalite and gabbro suite, intruded into the Tanzawa Group. The primary magma of the tonalitic rocks probably generated by partial melting of low-K tholeiitic crustal material. On the other hand, the gabbroic rocks may have been produced as restite by partial melting processes. The Tanzawa Group has undergone regional low-grade metamorphism ranging from zeolite to greenschist facies and also locally metamorphosed to amphibolite facies during the emplacement of the Tanzawa Plutonic Complex. Before and after the collision, Small-scale intrusions, mafic to felsic volcanic rocks, intruded into the Tanzawa Group and Tanzawa Plutonic Complex. This report is an overview of the geology of the Tanzawa Mountains, which recorded the collision of the Izu-Bonin arc and the volcanic activity of the Paleo-Izu-Bonin Arc.

Key words: Tanzawa Mountains, Tanzawa Group, Aikawa Group, Tanzawa Plutonic Complex, trough basin-fill deposits, Paleo-Izu-Bonin Arc

1. はじめに

丹沢山地の地形地質的な位置づけは、南部フォッサマグナの一部として、あるいは日本海盆や四国海盆の拡大時期における西南日本弧（本州弧）と伊豆－小笠原弧の会合部として、さらに大陸地殻の発達過程を示すモデルとしてなど、その研究が行われた年代の研究背景が反映されている。

1964年に神奈川県「丹沢大山区学術調査報告書」第1章に丹沢山塊の地質がまとめられ（坂本ほか, 1964）、1970年代までの研究をまとめた「神奈川県史・自然（神奈川県）」（見上, 1978）の中には丹沢山地に分布する丹沢層群、愛川層群、丹沢深成岩体、丹沢変成岩類の研究が総括されている。それぞれ岩相記載や層序の確立、岩石記載、変成分帯を主とした研究である。当時の研究背景として、丹沢山地はフォッサマグナ地域を特徴づけるグリーン・タフの典型的な露出地であり、グリーン・タフ造山運動での独立した堆積盆と位置づけられていた（丹沢団体研究グループ, 1973, 1975, 1976; 杉山, 1976）。一方、この頃には伊豆半島がフィリピン海プレート上の伊豆－小笠原弧北端部として第四紀のはじめに本州に衝突した地塊であるとする杉村（1972）のモデルも提唱されており、「神奈川県史」においてもプレートテクトニクスからのア

¹⁾ 武蔵高等学校中学校
〒176-8535 東京都練馬区豊玉上 1-26-1
Musashi High School and Junior High School
1-26-1 Toyotamakami, Nerima, Tokyo 176-8535, Japan
川手新一 : kawate.shin-ichi@musashi.ed.jp

²⁾ 相模原市立博物館
Sagamihara City Museum

³⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

プローチとして、伊豆-小笠原弧の北進と丹沢地域の構造との関連について言及されている。

1980年代には、トラフ充填堆積物起源の陸源碎屑岩類が衝突地塊の間に存在することから、丹沢山地はその北方の巨摩山地、御坂山地とともに伊豆-小笠原弧の北端部が衝突・付加した地塊であることが明らかにされ、これらの地塊に伊豆半島を含めた周辺地域を伊豆衝突帯として多角的に議論されるようになった (Niitsuma & Matsuda, 1985; Ito & Masuda, 1986; 天野, 1986; 天野・伊藤, 1990; Amano, 1991; 徐, 1986; Soh, 1986; Soh et al., 1998; 酒井, 1992 など)。さらに、1990年代以降、丹沢深成岩体について行われた岩石学的地球化学的研究 (青池ほか, 1997; Kawate, 1997; Kawate & Arima, 1998) や同位体年代学的研究 (Saito et al., 1991; Saito, 1993)、実験岩石学的研究 (Nakajima & Arima, 1998; Kitamura et al., 2003) から、丹沢深成岩体は伊豆-小笠原弧の中部~下部地殻が本州弧へ衝突したことにより隆起し露出したものであると解釈された (小池, 1997; 青池・有馬, 1997; Taira et al., 1998; 青池ほか, 1999)。

この頃までの成果は、産出した大型化石や微化石、それらから推定した堆積環境などとともに、神奈川県環境部の「丹沢大山自然環境総合調査報告書」にまとめられている (小池, 1997; 青池ほか, 1997; 青池・有馬, 1997)。この報告書を引用した文献も多く、神奈川県立生命の星・地球博物館の調査研究報告書 (有馬ほか, 1999; 青池, 1999) や日本地質学会の巡検案内書 (石川ほか, 2004) を

はじめ、日本地質学会編集の日本地質誌 (高橋, 2008) やレビュー論文 (平田ほか, 2008, 2010)、5万分の1地質図幅八王子 (植木ほか, 2013) にも反映されている。

2010年代からは、丹沢深成岩体の岩石学、地球年代学、地球化学、岩石磁気学的手法を使った再検討が行われ、深成岩体は衝突に伴うマグマ活動によって形成されたことや、丹沢変成岩類の研究から非常に温かいスラブの沈み込みとそれに続く急上昇プロセスなどが明らかにされつつある (Tani et al., 2010; 石川ほか, 2016)。また、伊豆衝突帯に分布する他の深成岩体と丹沢深成岩体を比較して、伊豆-小笠原弧のような未成熟な島弧地殻が衝突することによって、どのように成熟した大陸地殻に発達するかも議論されている (田村, 2011; 齊藤, 2015; Saito & Tani, 2017)。

地震波解析によると、伊豆半島北部から丹沢山地における地下深部の地震波速度構造が明らかにされ、丹沢山地の地下に足柄層群と考えられる低速度帯が沈み込んでいることが示されるなど、地震波速度構造と地表地質との対比も進められている (Yukutake et al., 2015)。

本論では、丹沢山地に分布する地質体について、これまで行われてきた研究の経緯を踏まえつつ、古伊豆-小笠原弧および衝突帯の地質として概説する。

なお本稿の執筆にあたり、川手が丹沢層群、丹沢深成岩類、変成岩類を、河尻が愛川層群を、山下が丹沢層群中にみられる小規模貫入岩体を、それぞれ主に担当した。

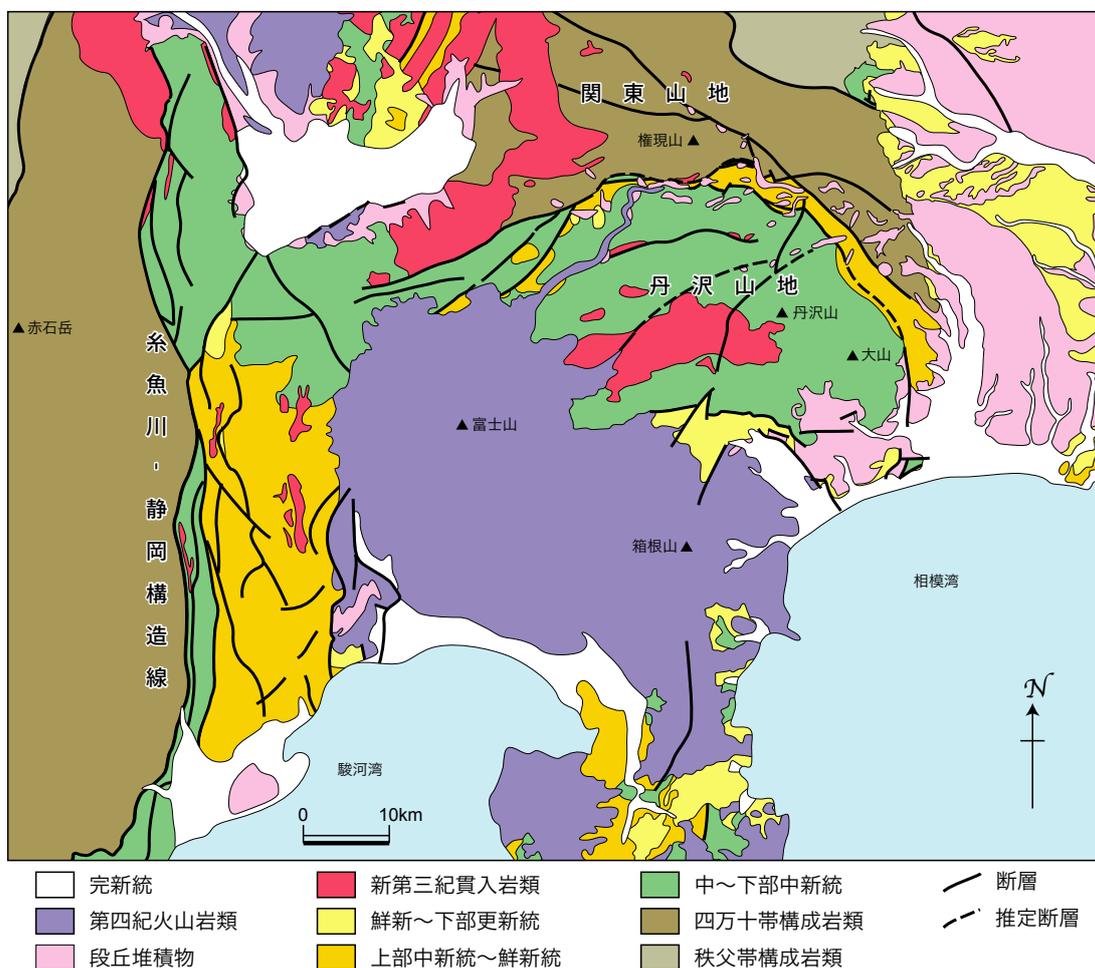


図1. 南部フォッサマグナ地域の地質図. 杉山ほか (1997) を基に作成.

1-1. 地形概略 (対象範囲)

丹沢地域は、西側の糸魚川静岡構造線、東側の関東山地西縁をそれぞれ境界とする南部フォッサマグナ地域の南端部に位置している (図 1)。フィリピン海プレートは南海トラフ、駿河トラフおよび相模トラフで本州弧が属するユーラシアプレートあるいは北米プレートの下にフィリピン海スラブとして沈み込んでいる。南部フォッサマグナ地域では、海洋地殻よりも厚い海洋性島弧の地殻をもつ伊豆-小笠原弧の一部がその浮揚性のために沈み込まず付加している (Taira *et al.* 1989; Soh *et al.* 1991; 青池, 1999)。

丹沢山地の地形については、中川 (1997) が詳しい。北西部に大室山 (1587 m)、中核部に蛭ヶ岳 (1673 m)、丹沢山 (1567 m)、塔ノ岳 (1491 m)、東端の大山 (1252 m) などの山々からなる。また、丹沢山地から流れ出す河川は、北部・東北部で相模川系の道志川・中津川とそれらの支流、南部で酒匂川系の河内川・皆瀬川・川苔川とその支流、南東部では花水川系の金目川・渋田川とその支流である。各河川の流路と活断層の方向には深い関係が認められることがある。

丹沢山地は、北東部から東部を伊勢原断層 (青野原-煤ヶ谷構造線)、北西部は長者舎断層および道志川断層、南は神縄断層・中津川断層系と渋沢断層によってそれぞれ区切られている。北縁および北東縁は白亜系の小仏層群および古第三系の相模湖層群からなる小仏山地などの山地と接し、東縁は第四紀更新統からなる台地と接する。北西縁は新第三系の御坂山地と桂川で限られており、南西縁は富士火山の噴出物に覆われ、南縁は酒匂川で第四紀更新統の足柄山地と接している (小池, 1997)。

1-2. 地質概要 (記述する地質体について、図 2 参照)

丹沢山地の新第三系は、丹沢層群 (Mikami, 1961 など)、都留層群 (丹沢団体研究グループ, 1973 など)、西桂層群 (Ishida, 1969, 1970; 福田・篠木, 1952 など)、愛川層群 (Mikami, 1961 など) などがあるが、本報告では丹沢深成岩体の周囲に分布する火山岩・火山砕屑岩卓越層を丹沢層群として、東縁の藤野木-愛川構造線と青野原-煤ヶ谷構造線の間に分布する火山砕屑岩類および砕屑岩類からなる地層を愛川層群として記述した (図 2)。なお、これらの構造線は当初、籐ノ木-愛川線、青野原-煤ヶ谷線 (篠木・見上, 1954) と呼ばれており、近年では尾崎ほか (2013) が籐ノ木-愛川断層、青野原-煤ヶ谷断層と呼んだ。本稿では現在広く使用されている籐野木-愛川構造線と青野原-煤ヶ谷構造線を用いることとする。また、丹沢層群が変成作用を被ってできた変成岩類について、丹沢山地に散見される小規模岩体についても記述した。

2. 丹沢層群

丹沢層群は、かつては著しく厚いグリーン・タフの累層と考えられていた (杉山, 1976; 見上, 1978 など)。現在では、西南日本弧 (本州弧) ヘフィリピン海プレートが沈み込むことで衝突した古伊豆-小笠原弧起源の地塊が、衝突域の前面に存在したトラフの堆積物とともに隆起し露出した新第三系 (中新統-鮮新統, 16 Ma 前後~5 Ma

前後) の地層群とされている (Niitsuma & Matsuda, 1985; 太田ほか, 1986; Ito & Masuda, 1986; 天野, 1986; 青池ほか, 1997; 青池, 1999; 高橋, 2008 など; 図 3)。

丹沢層群は、丹沢山地の中央部に貫入する丹沢深成岩体の周囲に分布し、深成岩体を中心にドーム状の構造を成している。外側ほど上位層が分布し、見かけの厚さは 10000 m に達している (図 2)。一般に外側に 30~60° の傾斜を示すが、一部で逆転している場所もある (小池, 1997)。層序が確立されてしばらくは、下位より塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷の 3 つの亜層群に区分されていた (見上, 1955, 1958; Mikami, 1961; Ishihara, 1964; 島津ほか, 1971a; 杉山, 1976; 太田ほか, 1986 など)。現在では煤ヶ谷亜層群を二分して上位の非火山性砕屑岩が卓越する部分を、早戸亜層群とするようになったが (青池ほか, 1997; 青池, 1999; 松島ほか, 2003)、最近では丹沢層群と切り離して早戸層群とすることもある (高橋, 2008; 尾崎, 2013)。すなわち、下位の火山砕屑岩類が卓越する塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷亜層群は、衝突・付加した古伊豆-小笠原弧の一部に、また上位の早戸亜層群または早戸層群は、トラフを埋積してできた砕屑岩類にそれぞれが対応していると思なされている (図 3)。

丹沢層群を構成する岩石は、丹沢深成岩体の貫入に伴う接触変成作用により深成岩体に近づくにつれ緑色片岩相~角閃岩相までの高温で高圧の変成作用を受けている。また、深成岩体の分布とは別に、低度~中程度の埋没に伴う沸石相~ぶどう石-パンペリー石相の変成作用も広く被ったと考えられている (Seki *et al.*, 1969a, b, 1971; 島津ほか, 1971b; 島海・荒井, 1986; 荒井, 1987)。

丹沢層群の主な堆積物が古伊豆-小笠原弧起源であると認識されてからは、その形成機構での堆積学的な解釈や堆積年代の推定も進められた (青池ほか, 1997; 青池, 1999)。全体的に火砕岩類を主体としているが、下位の層準には枕状溶岩や塊状溶岩、ハイアロクラストイトが特徴的に挟在する比較的現地性の岩相から、上位の層準に向かって堆積物重力流により運搬され堆積した火砕性乱泥流堆積物 (火砕タービダイト) や火砕性水中土石流堆積物 (火砕デブライト) あるいは二次堆積性の凝灰角礫岩~凝灰岩が卓越する岩相に変化する。これらの岩相変化を解釈して、古伊豆-小笠原弧での堆積環境の変遷やその堆積環境における火山体の復元などが試みられている (青池ほか, 1997; 青池, 1999; 有馬ほか, 1999; 松原・天野, 2005; 天野ほか, 2007; 松原・天野, 2010 など)。

丹沢層群中の変成度が低く比較の変質が少ない火山岩類の化学分析により、各層位における火成活動の特徴を記述した研究も行われ、化学的特徴から活動した火成岩類のテクトニックセッティングの特徴を推定している (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997) (図 4, 5)。さらに、堆積環境、火成活動、年代から、丹沢地域の発達史をステージに分けて組み立てる試みも成されている (青池ほか, 1997; 青池・有馬, 1997) (図 6)。

2-1. 塔ヶ岳亜層群

塔ヶ岳亜層群は、下位より寄沢層 (層厚 2000 m 以上) と四十八瀬川層 (層厚 250~1100 m) に分けられる (Mikami, 1961; 青池ほか, 1997) (図 2, 3)。どちらの累層も玄武岩~

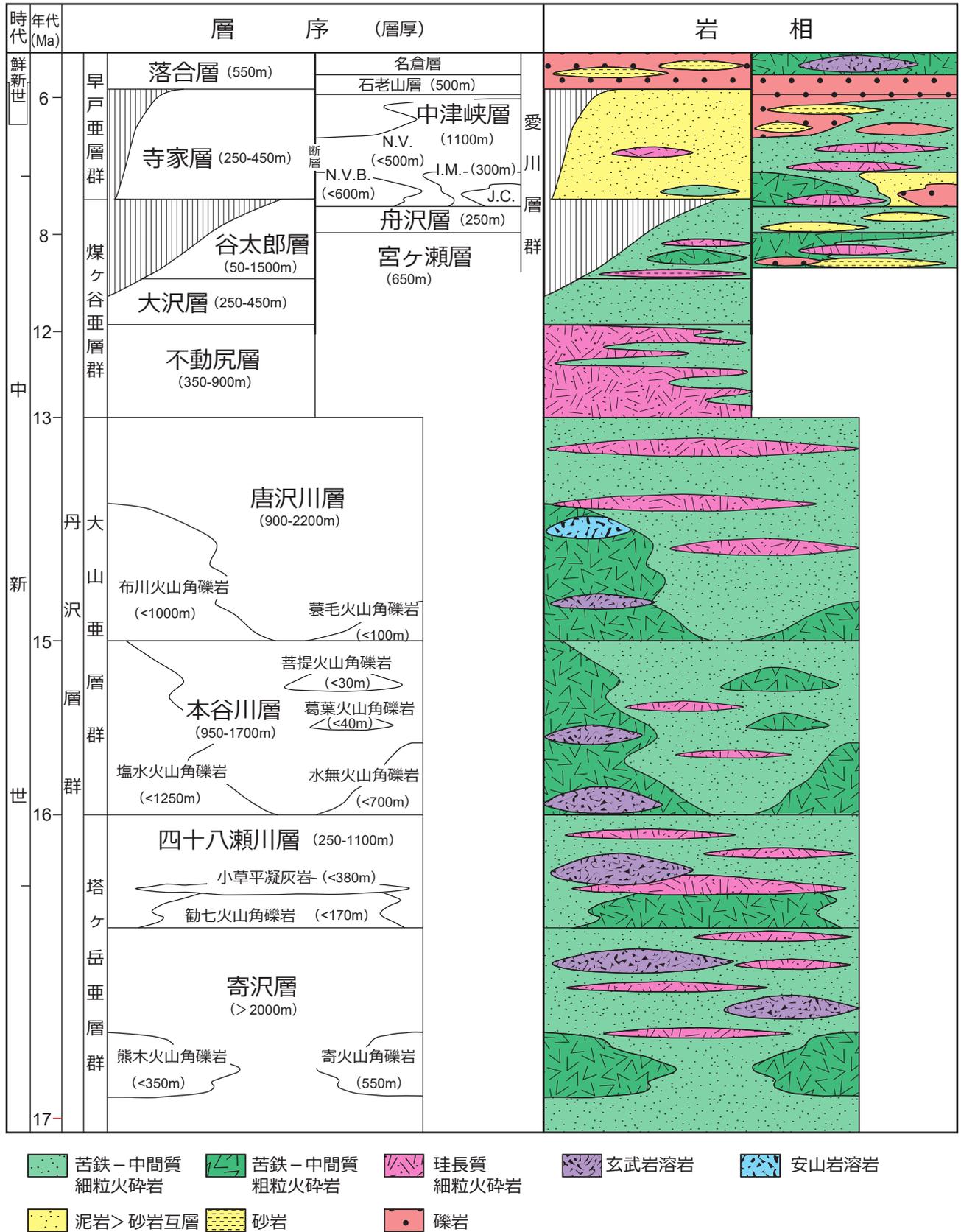


図3. 丹沢山地に分布する新第三系の模式柱状図. 青池ほか (1997) に加筆修正.

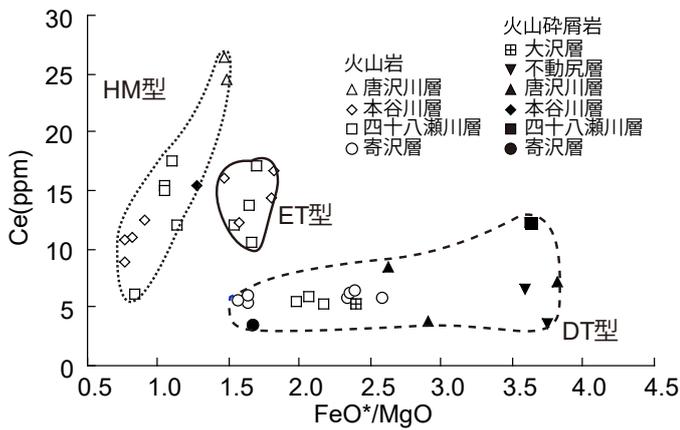


図4. 丹沢層群中の火山岩および火山砕屑岩のCe-Fe/Mg図。これらの火山岩および火山砕屑岩は、その化学組成および同位体組成の特徴から、DT型、ET型、HM型に分類される。Kawate (1997) に加筆修正。

安山岩質およびデイサイト～流紋岩質の凝灰岩・火砕砂岩タービダイトを主体とし、同質の火山角礫岩～火山礫凝灰岩デブライト、玄武岩～安山岩質のハイアロクラスタイト、溶岩、泥岩を伴う。両累層はそれぞれ全体として上方細粒化を示し、下部では大礫を含む火砕デブライトを主とするが、上部に向かって細粒の火砕岩が卓越する。東部および南部丹沢の同亜層群に相当する層準には玄武岩質枕状溶岩が挟在する(門田, 2013)(図7A)。火砕デブライトの中には深海底での堆積が推定できる底生有孔虫を含む赤色泥岩の不定形礫が含まれ、二次堆積性の火砕岩には陸上での酸化を示唆する赤褐色の火山岩片が含まれることが多い(青池ほか, 1997; 小池, 1997; 青池, 1999)。

年代については、年代測定に有効な微化石や放射年代値の報告はなく、上位の大山亜層群の石灰質ナノ化石年代から推定される堆積速度に基づいて17～16 Maと考えられている(青池ほか, 1997; 青池, 1999)。

丹沢層群の岩相、岩質の変化から、堆積過程のステージ分けがなされており(青池ほか, 1997; 青池, 1999; 有馬ほか, 1999)、塔ヶ岳亜層群はほぼステージ1に相当する(図6)。ステージ1の火砕岩は最低3サイクルの上方細粒化、薄層化を示す堆積層が認められ、それぞれ凹地の埋積過程に対応すると考えられる。また、各サイクルの下部には玄武岩枕状溶岩が伴うことから、1つのサイクルはリフト形成と溶岩の噴出、その後のリフト埋積に対応した堆積相と解釈された(青池ほか, 1997)。また、ステージ初期の玄武岩枕状溶岩や火砕岩は現在の伊豆～小笠原弧火山フロントに見られる低Kソレアイト岩質の特徴を示す(DT型)が、その後は背弧海盆玄武岩に類似した特徴の玄武岩(ET型)あるいは高マグネシアの安山岩や玄武岩(HM型)と互層するようになることから、このリフト形成(リフティング)が伴っていたことが岩石学的にも支持されている(川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997; 有馬ほか, 1999)(図4, 5)。

2-2. 大山亜層群

大山亜層群は、下位より本谷川層(層厚950～1700 m)と唐沢川層(層厚900～2200 m)に分けられる(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997)(図2, 3)。これらの累層は、玄武

岩～安山岩質火砕砂岩、凝灰質砂岩、火砕タービダイトおよびデブライト、ハイアロクラスタイトないし溶岩からなり、デイサイト質の軽石質凝灰岩タービダイト、泥岩を挟む。両累層ともに下部に火山角礫岩が卓越するが、上方に細粒化して上部では火砕タービダイトが卓越する。本谷川層下部の構成部層である塩水火山角礫岩と水無火山角礫岩はハイアロクラスタイトおよび同岩質のデブライトが卓越するが、水平方向の連続性が悪く、層厚変化が激しい。水無火山角礫岩には枕状溶岩も見られる(門田, 2013)。唐沢川層下部も同様に層厚変化が著しい。塩水火山角礫岩の最下部には玄武岩の枕状溶岩が、唐沢川層下部の構成部層である布川火山角礫岩の上部には安山岩の枕状溶岩がそれぞれに挟在している。各累層には局部的な不整合は存在するが、下位の塔ヶ岳亜層群とは整合である。本谷川層下部および唐沢川層のデブライトには赤色泥岩の礫が含まれていることがあり、本谷川層の赤色泥岩からは底生有孔虫、放散虫が産出する。両累層には、陸上での火山活動を示唆する赤褐色の火山岩片が大量に含まれる。また、唐沢川層の礫岩には、丹沢深成岩に類似したトーン岩の礫が含まれることがある(青池ほか, 1997; 小池, 1997)。

Age (Ma)	Planktonic foraminifer zone	Calcareous nannofossil zone	Eastern Tanzania Hayato River Area		Source type
			Tanzawa Group	Oyama Subgroup	
11	N14	CN6	Hiatus (overlain unconformably by Jike Formation)	Yataro Formation	DT
				Osawa Formation	
12	N13	CN5		Fudojiri Formation	DT
13	N12	CN5			DT, HM
14	N11	CN4		Karasawagawa Formation	DT, HM
15	N10	CN4			ET, HM
16	N9	CN4		Hondanigawa Formation	ET, HM, DT
17	N8	CN3		Shijuhasse Formation	DT
				Yadorigizawa Formation	
	N7				

図5. 丹沢層群の模式柱状図と火山岩および火山砕屑岩の化学的特徴の変遷。青池ほか(1997)に加筆修正。浮遊性有孔虫と石灰質ナノプランクトンの年代はGradstein et al. (2012)を参考にした。

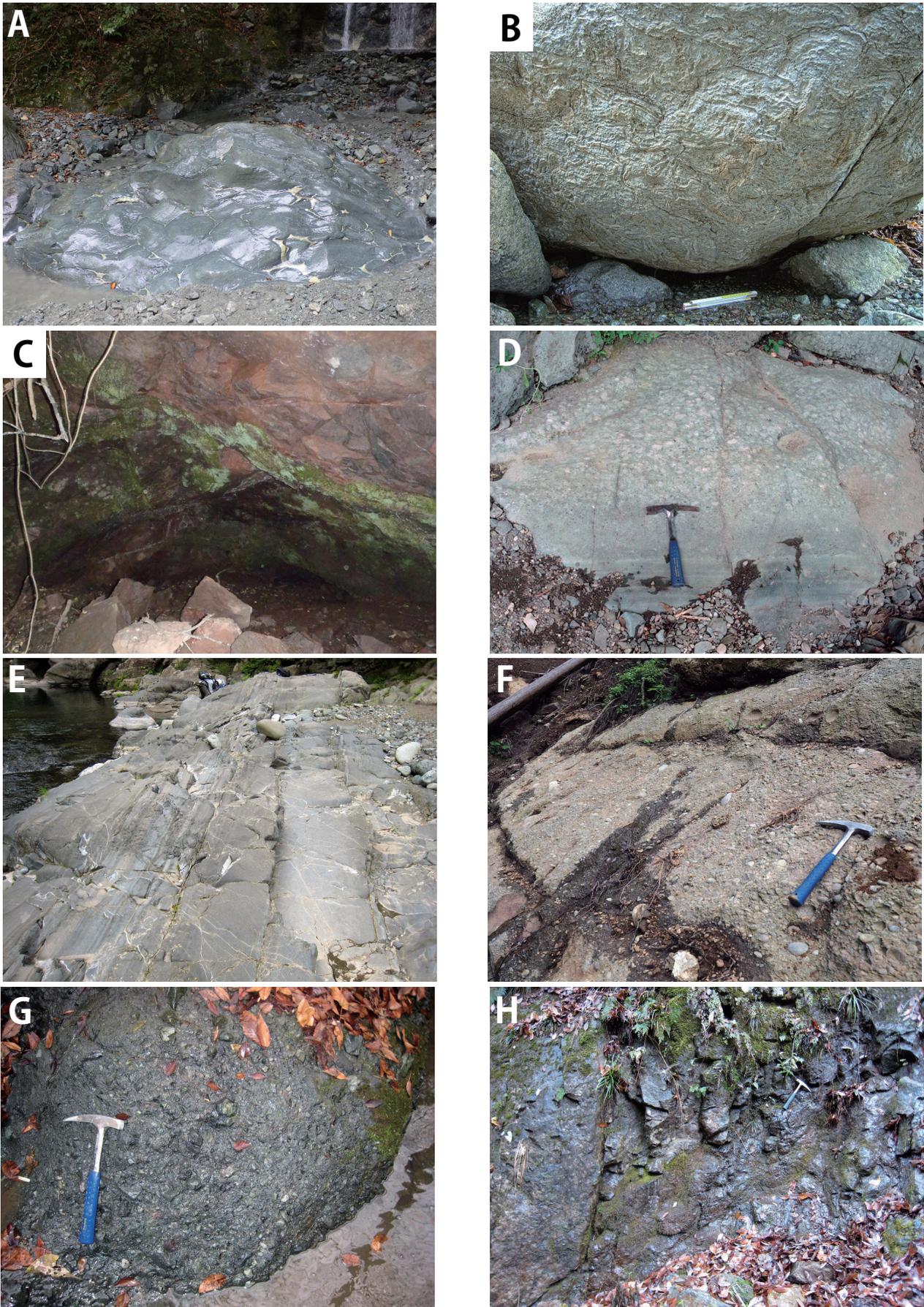


図 7A: 丹沢層群塔ヶ岳亜層群寄沢層の枕状溶岩 (山北町玄倉) ; B: 丹沢層群大山亜層群本谷川層中の石灰岩に含まれるアオサンゴ (山北町皆瀬川; 門田真人氏提供) ; C: 丹沢層群大山亜層群本谷川層のマンガ坑道跡 (山北町尺里) ; D: 丹沢層群塔ヶ岳亜層群不動尻層の逆級化層理 ; E: 愛川層群中津峡層の凝灰岩質砂岩泥岩互層 (相模原市緑区青山道志川右岸) ; F: 愛川層群石老山層の礫岩 (相模原市緑区寸沢嵐) ; G: 愛川層群名倉層の凝灰角礫岩 (相模原市緑区小淵) ; H: 愛川層群名倉層の玄武岩 (相模原市緑区小淵沢井川右岸) .

本谷川層からは、小規模な石灰岩のレンズ状岩体が10地区に散在し、その中からはオウムガイ類 (*Aturia* sp.) や *Stylophora pistillata*, *Heliopora coerulea*, *Favia speciosa* をはじめ40種以上の造礁サンゴ (図7B)、*Nephrolepidina* や *Myogypsina* などの大型底生有孔虫、石灰藻、などの化石が報告されている。これらの化石生物群集が示す気候は、現在の琉球列島以南に相当し、熱帯の浅海で石灰岩が形成されたと考えられる (門田・末包, 1978; 門田・末包, 1994, 青池ほか, 1997; 門田ほか, 2004; 門田・三澤, 2005)。

本谷川層にはいくつかのマンガン鉱床の記録がある (地質調査所, 1954)。高松鉱山 (図7C) から Mn^{2+} を含むパンペリー石系鉱物 (Hirata *et al.*, 1992)、大日鉱山から $Fe^{3+}Mn^{2+}$ を含む灰ばんざくろ石 (Hirata *et al.*, 1995) がそれぞれ報告されている。

大山亜層群の堆積年代は、本谷川層の石灰岩から産した底生有孔虫の統計処理から浮遊性有孔虫のN8帯に属すると考えられる (門田・末包, 1978)。また、石灰質ナノ化石からは唐沢層上部にCN5a/4 (13.5 Ma) 境界が認められており、堆積速度を考慮して本谷川層が16~15 Ma、唐沢川層が15~13 Maと考えられている (丹沢団研グループ, 1973; 太田ほか, 1986; 岡田, 1987; 青池ほか, 1997; 青池, 1999)。

青池ほか (1997) による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、およそ本谷川層がステージ2、唐沢川層がステージ3に対応している (図6)。溶岩、火山角礫岩ハイアロクラスタイトに卓越する部層は直径1~3 km程度の複合小火山体を構成し、それらを覆う火砕タービダイト~デブライトには火山体の成長に伴う山麓域のプログラデーションがみられる (青池, 1999)。

松原・天野 (2010) は、本谷川層および唐沢川層から産出するペペライトの産状を記載し、その形成過程から、それらが堆積した火山体の規模や火山体における堆積場を推定した。本谷川層のペペライト周辺は主として玄武岩質~安山岩質の再堆積ハイアロクラスタイト (デブライト) で構成された大規模火山体の噴出中心付近であり、唐沢川層のペペライト周辺は玄武岩質ハイアロクラスタイトを主体とする小規模火山体の中核部および大規模火山の周縁部に発達した枕状溶岩からなる玄武岩質小型単成火山の中核部とした。

14 Ma以降の火砕タービダイトの化学組成は苦鉄質、珪長質ともにDT型で現在の伊豆-小笠原弧火山フロントに見られる低Kソレアイト岩質の特徴を示している (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997; 有馬ほか, 1999) (図5, 6)。

2-3. 煤ヶ谷亜層群

煤ヶ谷亜層群は、下位より不動尻層 (層厚350~900 m) と大沢層 (層厚250~450 m)、谷太郎層 (層厚50~1500 m) に分けられる (Mikami, 1961; 青池ほか, 1997) (図2, 3)。玄武岩~安山岩質およびデイサイト~流紋岩質のバイモータルな凝灰岩・火砕砂岩タービダイトを主体とし、同質の火山角礫岩~火山礫凝灰岩デブライト、泥岩を挟在する。

不動尻層には珪長質の軽石質火山礫凝灰岩~細粒凝灰岩タービダイトが卓越し (図7D)、下部では半遠洋性泥岩と、上部では苦鉄質凝灰質泥岩~凝灰質砂岩と互層す

る。大沢層は玄武岩質~安山岩質の火砕タービダイトを主として、珪長質凝灰岩タービダイトを挟む。谷太郎層は安山岩質~珪長質の火砕砂岩、凝灰質砂岩からなるタービダイトを主として、珪長質の軽石質凝灰岩タービダイトを挟在する。各累層内には局所的な不整合は存在するが、各層層の関係は整合関係で、下位の大山亜層群とも整合関係である。また、南部の丹沢地域では大山亜層群上部相当層以上は欠落している (青池ほか, 1997; 小池, 1997; 青池, 1999)。

煤ヶ谷亜層群中の火砕岩も赤褐色の火山岩片を含むが、唐沢川層よりも含有量は少なく、不動尻層中の苦鉄質凝灰質砂岩には赤色火山岩片は見られない。谷太郎層は、大礫サイズのトータル岩を含む火山角礫岩がまれに見られ、一部の火砕砂岩には赤色チャートの粗粒砂~細礫が含まれている。

西丹沢北部の鐘撞山周辺に分布する大沢層相当層の凝灰岩および凝灰質礫岩からはカネハラニシキ (*Chlamys kaneharai*) が多産し (Shibata, 1956)、大沢層堆積時には寒流の影響を受けていたと考えられている。ただし、鐘撞山周辺には唐沢川層の分布が示された文献も存在することから (例えば、丹沢・大山地域の新第三系地質図: 神奈川県環境部, 1997)、層序については検討の必要がある。なお、谷太郎層から産出した底生有孔虫化石によって推定された古水深は、下部漸深海帯である (青池ほか, 1997)。

煤ヶ谷亜層群中に挟在する凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩中の石灰質ナノ化石により、不動尻層の最上部にCN5b/a境界 (11.9 Ma) が認められることから、堆積速度を考慮して不動尻層が13~12 Ma、大沢層が12~11.5 Maの堆積年代とした (青池ほか, 1997)。また、谷太郎層は11.5 Ma以降の堆積とされていたが、青池 (1999) により、谷太郎層最上部はCN9 (8.3~5.6 Ma) に属することから、煤ヶ谷亜層群の堆積年を13~8.5 Maとした。また、谷太郎層の珪長質凝灰岩について 11.9 ± 1.9 MaのK-Ar年代、 8.6 ± 1.9 Maのフィッシュ・トラック年代 (水上ほか, 1991) は、石灰質ナノ化石からの推定と調和的である。

青池ほか (1997) による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、煤ヶ谷亜層群はステージ4に対応している。当初はステージ5の記録は丹沢層群に存在しないと考えられていたが、谷太郎層が対応する可能性がある。ステージ4前半の砕屑岩には半遠洋性の泥岩も見られ、赤色の火山岩片が見られないことから、火山体は水没していた可能性が高い。中期からは再び海底火山あるいは火山島の山体成長を示す堆積シーケンスが見られ、後半には火山島が陸化していた可能性がある。火砕岩の化学組成は苦鉄質、珪長質ともにDT型であり、沈み込みに伴う火成活動が大山亜層群に引き続いて記録されている (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997; 有馬ほか, 1999)。ステージ5では、本州とのプレート境界が丹沢北部から東部で後の藤野木-愛川構造線に移動してトラフを形成していたと考えられている (図5, 6)。

2-4 早戸亜層群

早戸亜層群は、下位より寺家層 (層厚250~450 m) と

落合層(層厚 550 m)に分けられる(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997) (図 2, 3)。両累層とも碎屑岩類を主とする。

寺家層は泥岩、泥質砂岩が卓越し、安山岩質～珪長質の火砕砂岩、凝灰砂岩、珪長質凝灰岩タービダイトを挟在する。泥岩中からは有孔虫化石、石灰質ナノ化石が産出する。落合層は礫岩が卓越し、砂岩、泥岩を挟在する。貝化石を多く産出し、中津川河床では石灰岩を挟在する。寺家層は下位の煤ヶ谷層群谷太郎層を不整合に覆い、上位の落合層とは整合的に連続する。落合層の礫岩に含まれる礫には、玄武岩、安山岩、凝灰岩、トータル岩などは亜角礫～亜円礫で丹沢山地を由来と考えられ、硬い砂岩、泥岩、チャートなどは亜円礫～円礫で関東山地に由来すると考えられる(青池ほか, 1997; 松島ほか, 2003)。

寺家層から産出した底生有孔虫の化石群集は、下部漸深海帯を示すが、浅海性の有孔虫が混在することから、浅海域が隣接していた水深 2000～3500 m の堆積環境が考えられている(青池ほか, 1997)。落合層からはフジツボ類化石やサメの歯化石が産出し、多産する貝化石についてはいくつもの報告がある(見上, 1955; Shibata, 1957; Mikami, 1961; 鎮西・松島, 1987; 松島・平田, 1993; Tomida, 1996; 青池ほか, 1997; 松島ほか, 2003)。貝化石の産状と生態的特徴から、落合層は沿岸の岩礁地帯と上部浅海の砂底に生息していた暖流系種が礫と一緒に泥の堆積する深さ数 100 m 以上の深海底に運ばれたことを示している(青池ほか, 1997)。なお、松島ほか(2003)は寺家層産の貝化石を 20 種報告しており、そのうち 15 種は落合産と共通している。

Ito & Masuda (1986) は堆積相に基づき、寺家層の泥岩層をトラフ海側斜面の堆積物とし、落合層の礫岩を関東山地～丹沢山地間のトラフ底に堆積した海底扇状地堆積物とした。このことは貝化石の産状から推定された堆積環境、堆積過程とも一致している(松島ほか, 2003)。

石灰質ナノ化石の年代は、寺家層は CN9 (8.3～5.6 Ma) に、落合層は CN10-11 (5.6～3.7 Ma) の化石帯に属す(太田ほか, 1986; 岡田, 1987; 青池, 1999)。また、寺家層中部の凝灰岩から 7.46 ± 1.9 Ma のフィッシュン・トラック年代が報告されている(水上ほか, 1991)。

青池ほか(1997)による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、寺家層がステージ 6、落合層がステージ 7 に対応する。ステージ 6 になると、火成活動が非活発になり、藤野木～愛川構造線沿いにあったトラフは、後の青野原～煤ヶ谷構造線を境界とするトラフを形成した。ステージ 7 にはトラフは礫岩によって埋没し、プレート境界は丹沢の南にジャンプして、足柄層群が堆積したと考えられている(青池・有馬, 1997; 青池, 1999) (図 6)。

3. 愛川層群

丹沢山地東～北縁部に分布する愛川層群は、プレート衝突境界で堆積した地層であり、島弧～島弧衝突のテクトニクスを考察するうえで重要な鍵を握る地層の一つであるといえる。愛川層群は藤野木～愛川構造線と青野原～煤ヶ谷構造線(篠木・見上, 1954)の間の狭長な地域に分布し、北東側は藤野木～愛川構造線で四万十帯構成岩類と、南西側は青野原～煤ヶ谷構造線で丹沢層群と接す

る(杉山ほか, 1997; 青池ほか, 1997; 青池, 1999) (図 8)。従来、愛川層群は下位より、宮ヶ瀬層、舟沢層、中津峡層に分けられ、中津峡層はさらに中津峡火山角礫岩、中津峡火砕岩、市道泥岩、順礼峠礫岩、石老山礫岩の 5 つの部層に細分されてきた(例えば、青池ほか, 1997)。しかし、尾崎(2013)は中津峡層石老山礫岩を中津峡層から独立させて、石老山層とした(図 3)。また、山梨県上野原市東縁部～神奈川県相模原市北西縁部にかけての藤野木～愛川構造線に接して新第三紀の火山岩および火砕岩がレンズ状に分布しており、名倉玄武岩層と呼ばれている(本間, 1976)。本稿では尾崎(2013)に従い愛川層群を宮ヶ瀬層、舟沢層、中津峡層、石老山層に区分する。また名倉玄武岩(本間, 1976)の呼称を改め名倉層とし、愛川層群に含める。愛川層群は西南日本弧と伊豆～小笠原弧の衝突境界のトラフ充填堆積物と考えられており(例えば、Ito & Masuda, 1986; 青池ほか, 1997; 青池, 1999)、その堆積年代は石灰質ナノ化石から CN9 化石帯 (8.3～5.6 Ma) とされている(青池, 1999)。

3-1. 宮ヶ瀬層

下位は青野原～煤ヶ谷構造線で丹沢層群早戸亜層群と接し、上位は舟沢層に整合的に覆われるが、一部断層で接する(見上, 1955; 尾崎, 2013)。火山礫凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質火砕岩よりなり、デイサイト質火砕岩、泥岩、砂質凝灰岩を伴う(見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013)。下部は泥岩、凝灰質砂岩、安山岩質凝灰岩の互層で、上部は安山岩質火山角礫岩である。上部の安山岩質火山角礫岩は分布域の南部では層厚を増し、最南部では火山角礫岩が消失し、安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰岩が卓越する(見上, 1955)。火砕岩の礫種は安山岩質主体の多種の火山岩からなり、稀に泥岩の円礫を含む(尾崎, 2013)。凝灰岩中には薄い礫岩が挟在され、礫種や円磨度は丹沢層群早戸亜層群落合層の礫岩に類似している(見上, 1955)。凝灰角礫岩中には丹沢層群のものに類似した安山岩ブロックが含まれ、デイサイト質凝灰岩は丹沢層群煤ヶ谷亜層群大沢層に類似している(Mikami, 1961)。

3-2. 舟沢層

下位の宮ヶ瀬層を整合に覆い、上位の中津峡層に整合に覆われる。主に凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩、凝灰質砂岩、泥岩よりなり、デイサイト質火砕岩を挟在する(見上, 1955; 尾崎, 2013)。火砕岩には、下位より火山礫凝灰岩～凝灰岩、砂岩、泥岩が累重する上方細粒化が特徴的に見られる(尾崎, 2013)。火山礫凝灰岩～凝灰岩には多種の火山岩や火砕岩の礫のほか、砂岩や泥岩などの礫も含まれ、礫の多いところは礫岩に移化する(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013)。二枚貝、石灰藻、コケムシなどの化石を含み、凝灰質砂岩には有孔虫を含む石灰質コンクリーションが含まれる場合がある(Mikami, 1961)。

3-3. 中津峡層

下位の舟沢層とは整合関係にあり、上位の石老山層に

よる中津峡層の部分的な削り込みが推定されるが、大部分は漸移関係である(尾崎, 2013)。石老山層を欠く地域では藤野木一愛川構造線で四万十帯相模湖層群と接する。

岩層変化が激しく、見上(1955)は中津峡火山角礫岩、順礼峠礫岩砂岩、市道泥岩砂岩、中津峡凝灰岩、石老山礫岩砂岩に、青池ほか(1997)は、中津峡火砕岩、中津峡火山角礫岩、市道泥岩、順礼峠礫岩、石老山礫岩に区分した。一方で、尾崎(2013)は、最上部の石老山礫岩を除く部分を新たに中津峡層と定義し、中津峡火山角礫岩を火山角礫岩相に、中津峡火砕岩を凝灰岩相および砂岩泥岩相に二分した。本項では青池ほか(1997)の区分に従うが、石老山礫岩については、尾崎(2013)に従い石老山層として独立して扱う。

中津峡火山角礫岩は中津峡層の下部にレンズ状に分布する(青池ほか, 1997)。火山角礫岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩からなり、デイサイト質火砕岩、凝灰質砂岩および泥岩を伴う。火砕岩は多種の火山岩や火砕岩、泥岩の礫を含み、火山角礫岩と火山凝灰岩は相互に漸移する(見上, 1955; Mikami, 1961; 尾崎, 2013)。

順礼峠礫岩と市道泥岩は中津峡層の南部に分布する。見上(1955)は順礼峠礫岩と市道泥岩は互いに垂直的にも水平的にも漸移関係にあるとしたが、青池(1997)は順礼峠礫岩が市道泥岩の上位に重なるとした。順礼峠礫岩は、よく円磨された中～大礫サイズの礫岩と凝灰質砂岩の互層よりなるが、礫岩の割合が多く、砂岩は薄層として礫岩中に挟在される(見上, 1955; Mikami, 1961)。礫岩の礫は円磨度、淘汰度ともに良く、礫種は先第三系の砂岩、粘板岩、チャートと、わずかに丹沢層群の火砕岩である(見上, 1955; 青池ほか, 1997)。市道泥岩は泥岩砂岩互層よりなり、水平方向に泥岩に移化する。凝灰質砂岩を挟在する(見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997)。順礼峠礫岩は石灰層、コケムシ、有孔虫、軟体動物や植物の破片などの、市道泥岩は石灰藻や植物の破片などの化石を含む(Mikami, 1961)。

中津峡火砕岩は凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩、凝灰質砂岩、泥岩よりなり(図7E)、デイサイト質火砕岩、礫岩を挟在する。火砕岩中には多種の安山岩や玄武岩の礫に加えて、砂岩、泥岩、深成岩などの礫を含み、場所によっては礫岩に移化する(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013)。また、多くの層準に礫岩のレンズを挟在し、礫種は先第三系の円礫を主体とするが、丹沢層群早戸亜層群落合層の礫岩に類似した礫岩も挟在される(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997)。下位より火山凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩、泥岩が累重する上方細粒化が特徴的に見られる(尾崎, 2013)。全体的に石灰質で、二枚貝、石灰藻、コケムシ、ウニ、有孔虫などの石灰質の生物遺骸片や方解石片を含む(見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 河尻, 2008)。

3-4. 石老山層

下位の中津峡層とは漸移関係である。北東側は藤野木一愛川構造線で古第三紀の四万十帯相模湖層群と接するが、相模湖付近では上位の名倉層(3-5)とは漸移関係にある(河尻, 2019b)。神奈川県相模原市と山梨県上野原市

の境界付近では西桂層群鶴川礫岩層(本間, 1976)もしくは烏森山累層(上野原層)(山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970)に不整合で覆われる。鶴川礫岩層と上野原層は、ほぼ同じ地層と考えられる。鶴川礫岩層は、石老山層に対比される岩殿山礫岩層の上位に整合で重なり、これらの堆積年代は中期中新世後期～後期中新世前期とされた(本間, 1976, 1991)。しかし、岩殿山礫岩層や石老山層が完全に固結しているのに対し、鶴川礫岩層と上野原層は半固結であり、明らかに固結度が異なる。したがって、本稿では鶴川礫岩層ないし上野原層は石老山層を不整合で覆うと考え、愛川層群またはその相当層には含めない。なお、本間(1983)は、相模湖南方において愛川層群と西桂層群は断層で接するとしたが、両者を区別することは困難であるので、本稿では、両者を区分せずに愛川層群として取り扱う。

石老山層は石老山山頂付近で最も層厚が厚くなり、北西および南東へ行くに従い、層厚を減ずる。岩相は礫岩を主体とし(図7F)、凝灰質砂岩を伴う。安山岩質やデイサイト質の火砕岩を挟在する。最下部は砂岩礫岩互層よりなり、上位に向かって礫岩の割合を増し、塊状ないし厚い礫岩へと移化する。礫岩の上位は再び砂岩礫岩互層となり、最上部は凝灰質の岩相が卓越し、凝灰質泥岩と安山岩質凝灰岩の互層や円礫を含む凝灰角礫岩となる(河尻, 2008)。礫岩はほとんど礫支持で、中礫から構成されるが、最も層厚が厚いところでは大礫からなる部分も認められる。中礫からなる部分にはインプリケーションが発達するが、大礫からなる部分是不明瞭である。礫種は、ほとんどが砂岩であることから、後背地は主に関東山地南部の四万十帯であると考えられるが、約15%のチャート礫が含まれる場合もあるので(本間, 1984; 河尻, 2008, 2015, 2019a)、礫の一部は秩父帯からも供給されていた可能性がある。また、ごく局所的に、安山岩礫が認められることがある(河尻, 2019b)。

3-5. 名倉層

本間(1976)の名倉玄武岩を名倉層に改称する。名倉層は相模原市緑区藤野町～上野原市上野原にかけての狭い範囲に主に分布する。北東～北側は藤野木一愛川構造線で古第三紀の四万十帯相模湖層群と接する(本間, 1976; 坂本ほか, 1987; 河尻, 2019b)。南～南西側は石老山層および上野原層と断層で接するところが多いが、相模湖南方では、石老山層の礫岩から名倉層の安山岩質凝灰岩へ移化するので、石老山層と名倉層は初生的には漸移関係にあると考えられる(河尻, 2019b)。石老山層と漸移関係にあると考えられることから、本稿では名倉層を愛川層群に含めた。

主にデイサイト～玄武岩および同質の火砕岩よりなり(図7G)、珪長質凝灰質砂岩および泥岩を伴う。全体的に変質が著しく、沸石、方解石、緑泥石などの二次鉱物が生じている。一部に熱水変質の結果と考えられる赤色化した安山岩～玄武岩や同質の火砕岩が分布する地域もある。火砕岩には砂岩片や放散虫を含むチャート礫が含まれることもある。分布域の中央部である相模原市緑区澤井の沢井川下流部および相模原市緑区名倉には火山岩類

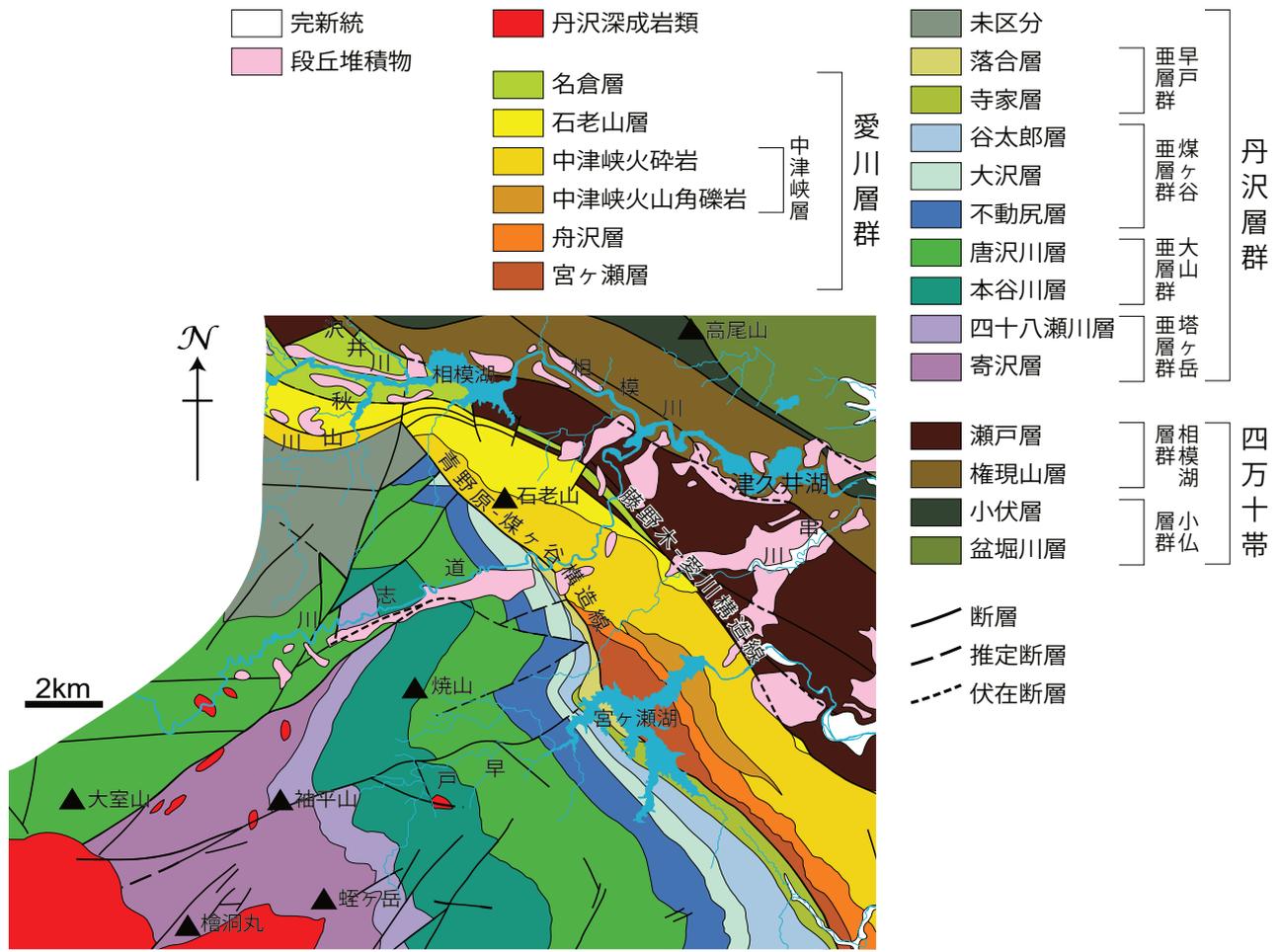


図 8. 丹沢山地北東部の地質図. 坂本ほか (1987) および神奈川県環境部 (1997) を基に作成.

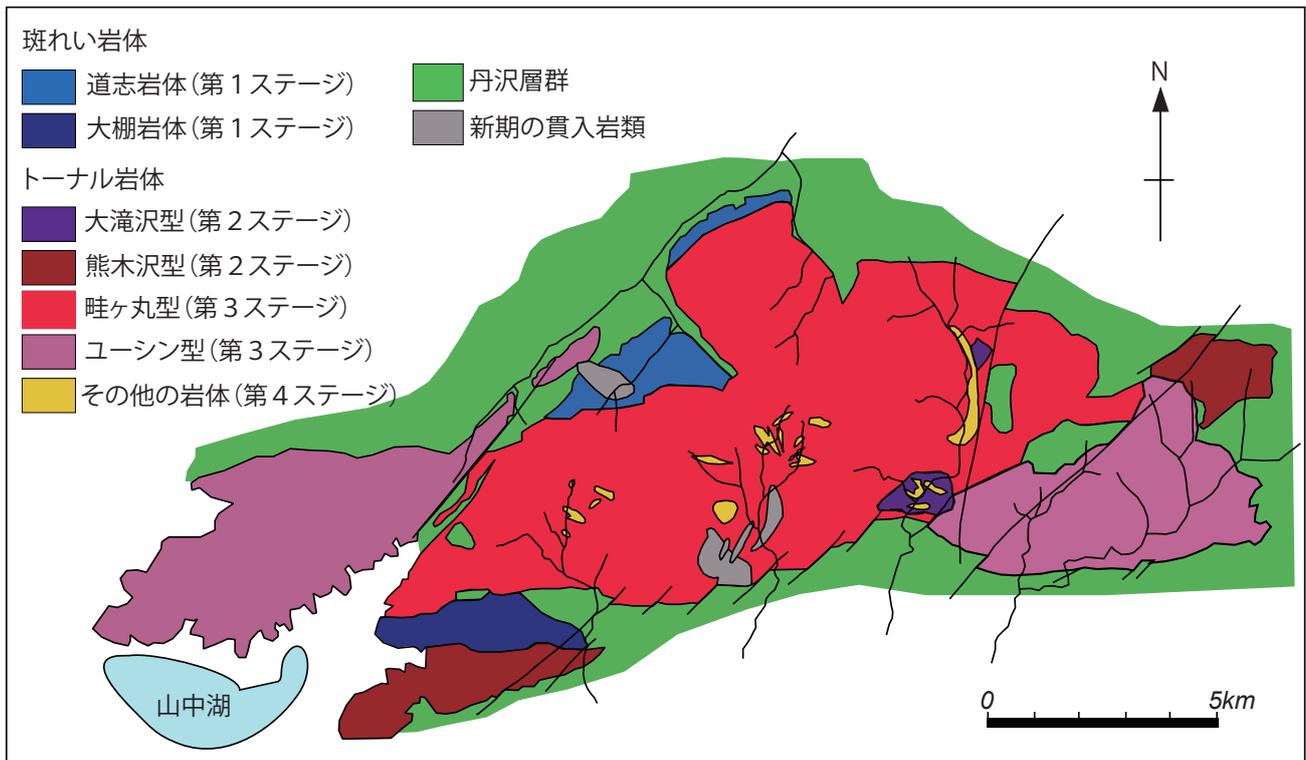


図 9. 丹沢深成岩体の地質図. 青池ほか (1997) に加筆修正.

が卓越する (図 7H)。分布域の周縁部では凝灰質砂岩や泥岩が卓越し、沢井川西方の神奈川-山梨県境の境川下流部では安山岩~玄武岩の岩脈が発達する (河尻, 2010, 2019b)。

4. 丹沢深成岩類

丹沢深成岩類は、丹沢山地の中央部に東西 25 km、南北 10 km の東西に伸長した岩体として露出している (図 9)。南部フォッサマグナ地域に分布する新第三紀の深成岩体としては甲府岩体、甲斐駒ヶ岳岩体とともに主要な岩体の一つである。丹沢深成岩体は、斑れい岩複合岩体とトーナル岩複合岩体から構成され、新第三紀中期中新世の主に玄武岩質から安山岩質の火山岩や火山砕屑岩からなる丹沢層群に貫入している。斑れい岩複合岩体は、主に輝石角閃石斑れいノーライト、角閃石斑れい岩、石英斑れい岩に分類される岩石で構成され、トーナル岩複合岩体を構成する岩石は主に角閃石斑れい岩 (図 12A)、石英斑れい岩、トーナル岩 (図 12B)、トロニウム岩に分類される岩石で構成される (青池ほか, 1997)。これまで岩体の内部構造や岩体区分などを含めて多くの岩石学的研究がなされてきた (相馬・吉田, 1966, 1968; 滝田, 1974, 1980; Kawate & Arima, 1998; 高橋ほか, 2004; 金丸・高橋, 2005; Suzuki *et al.*, 2015)。一方で岩体の貫入時期や貫入形態、冷却史などを検討するための同位体年代学的研究も数多く公表され、丹沢山地の構造発達史を考える上での有用な情報となっている (河野・植田, 1966; 佐藤ほか, 1986, Saito *et al.*, 1991; Saito, 1993; Tani *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014)。

丹沢深成岩類の形成に関しては、古くは地向斜造山論の典型としてグリーン・タフ地域の火成活動によるものとして考えられた (藤田, 1975; 杉山, 1976)。その後プレートテクトニクスの観点から丹沢深成岩類の特徴を見直すことによって、北進する伊豆-小笠原弧における火成活動との地球化学的特徴の類似性や地震波速度の解析などにより、伊豆-小笠原弧の中部~下部地殻を構成する深成岩類との関係が議論された (Taira *et al.*, 1992, 1998; Kawate & Arima, 1997; 有馬ほか, 1999; 川手, 2000)。さらに、いくつかの岩体形成年代がジルコンの U-Pb 測定により明らかにされることにより、それまで議論されていた丹沢深成岩類の形成年代が見直され、伊豆-小笠原弧北端部の本州への衝突に起因する火成活動によって丹沢深成岩類が形成された可能性が指摘された (Tani *et al.*, 2010; 石川ほか, 2016)。また、南部フォッサマグナ地域において、丹沢深成岩体以外の深成岩体の研究が進められ、花崗岩質大陸地殻の形成や発達などの視点を含めた議論がなされている (Tamura *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014; Suzuki *et al.*, 2015; 齊藤, 2015; Saito & Tani, 2017)。

4-1. 丹沢深成岩類の岩体区分

相馬・吉田 (1966, 1968) は丹沢深成岩類の岩相区分を行い、丹沢深成岩体が閃緑岩質複合岩体と斑れい岩質複合岩体から構成され、閃緑岩質複合岩体が斑れい岩質岩体の一部貫入していることを初めて明らかにした。滝田 (1974) は、それまで閃緑岩質複合岩体とされていた岩体をトーナル岩複合岩体とし、少なくとも 18 の独立した

岩体から構成され、野外での産状と鏡下での観察から 10 の岩型に分類されることとして、斑れい岩類の活動後のトーナル岩複合岩体の活動を四期の貫入時期に分けた。滝田 (1980) は、斑れい岩複合岩体の岩相区分と貫入関係を整理して、斑れい岩複合岩体の貫入時期はトーナル岩複合岩体よりも早期だが、一部重複しているとした。しかし、斑れい類は岩体内での岩相変化が激しく貫入関係は複雑であり明瞭な岩相区分は困難である (川手, 1996)。

青池ほか (1997) は、丹沢深成岩体の岩相・岩型と貫入関係より斑れい岩複合岩体の活動とトーナル岩複合岩体の活動を 4 つのステージにまとめた (図 10)。第 1 ステージの岩体は滝田 (1974, 1980) の斑れい岩質岩類に相当する大棚岩体と道志岩体であり、第 2 ステージから第 4 ステージの岩体は滝田 (1974) が岩相区分を行ったトーナル岩複合岩体に相当する。第 2 ステージが丹沢深成岩体の北東部と南西部に分布する熊木沢型岩体と中央部に分布する大滝沢型岩体 (図 12A)、第 3 ステージが最も露出面積が広い畦ヶ丸型岩体 (図 12B) と畦ヶ丸型岩体を挟んで東部と西部にユースン型岩体、第 4 ステージは畦ヶ丸型岩体に貫入する小岩体である。第 3 ステージまでの岩体と貫入母岩である変成岩 (丹沢層群) との接触部には急冷縁が未発達なため比較的深所で貫入したと考えられるが、第 4 ステージの小岩体は斑状組織や急冷縁を有することが多いため比較的浅所で貫入したと考えられる (有馬ほか, 1999)。

Suzuki *et al.* (2015) は、その後に進められたジルコン U-Pb 年代測定 (Tani *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014) の結果をもとに貫入関係を整理し、斑れい岩質岩体の活動 (5 ~ 6 Ma) の前に、西部のユースン型岩体である石割山岩体 (8 ~ 9 Ma) を最も古いステージとして加えて、丹沢深成岩類の活動を 5 つのステージとしている。なお、Tani *et al.* (2010) は南西部の熊木沢型岩体を水ノ木岩体として北東部の熊木沢型岩体と区別し、Suzuki *et al.* (2015) は南西部の熊木沢型岩体を水ノ木岩体としたのは同様だが、北東部の熊木沢型岩体を本文では Kumakitazawa pluton としている。

4-2. 丹沢深成岩類の貫入形態・定置機構

金丸・高橋 (2005) は、それまでの丹沢トーナル岩複合岩体に関する貫入形態や定置機構についての研究をまとめ、(1) 底のすばまるロート状岩体 (相馬, 1968; 滝田,

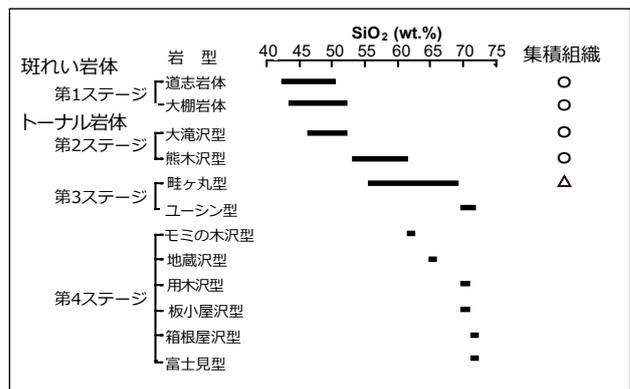


図 10. 丹沢深成岩類の SiO₂ 含有量と併入順序. 青池ほか (1997) より引用。

1974)、(2) 底ひろがりのストック状岩体 (森下, 1934)、(3) 南方向に衝上するように貫入した北傾斜の板状岩体 (見上, 1958)、(4) 東傾斜したダイヤモンド状岩体 (荒井, 1987) など様々な議論があったとした。(1) (2) は丹沢トータル岩複合岩体の貫入方向や岩体内部の岩石ファブリック解析やシュリーレンの構造などから、(3) (4) は周囲の変成岩類の構造や分布および P-T-t 経路解析などに基づいて議論されていたものだが、金丸・高橋 (2005) は、丹沢トータル岩複合岩体の帯磁率異方性に基づいて、露出面積の広い畦ヶ丸型岩体とユースン型岩体を主期トータル岩体として帯磁率の面状構造解析を行った。その結果、玄倉川、室久保川、水ノ木沢、石割山の4つのユニットを識別し、各々が周縁部で SiO₂ 量に乏しく、中央部で富んでいる組成累帯構造を持つ独立した深成岩体であることを明らかにし、丹沢トータル岩複合岩体を作ったマグマの貫入・定置メカニズムとして、横ずれ断層が形成されるテクトニクス場でプリアパート性開口割れ目を満たすようにトータル岩マグマが上昇し、環状割れ目に沿って底部が沈降してできた空間がマグマで満たされてきた中央が下方にくぼんだ皿状のロポリスであるとした。

4-3. 丹沢深成岩類の形成年代

丹沢深成岩類の形成年代について、構成する岩体そのものの同位体年代学的研究によって求められた年代値の公表が進むまでは、貫入している丹沢層群の堆積物に含まれる花崗岩質礫から貫入年代を推定していた。見上 (1958) は、丹沢層群の大山亜層群上部から石英閃緑岩礫の産出が始まることから、丹沢深成岩体の進入時期を礫の産出が開始した層準の大山亜層群堆積初期から中期と考えた。しかし、そもそも礫の起源を特定することは難しく、Seki et al. (1969a) は、火山岩類と同時に供給された異質岩片と解釈している。青池 (1999) によると、丹沢層群の塔ヶ岳亜層群や大山亜層群の火山礫凝灰岩デブライトにみられる閃緑岩の礫は、同様の礫が巨摩山地の楯形山亜層群でも見られることから、これら花崗岩質の礫は四国海盆拡大前に形成された花崗岩質中部地殻起源の可能性を指摘し、四国海盆拡大前に形成された花崗岩質岩として、九州パラオ海嶺の駒橋第2海山におけるトータル岩体の露頭の存在を挙げている (坂本ほか, 1999; 原口・石井, 1999; Haraguchi & Ishii, 2003)。

丹沢深成岩類の同位体年代学的研究は K-Ar 年代測定から始まった。河野・植田 (1966) は東部のユースン型岩体 (5.2 Ma)、畦ヶ丸型岩体 (4.3 Ma)、西部のユースン型岩体 (7.6 Ma) を黒雲母の K-Ar 年代値とした。佐藤ほか (1986) は、西部のユースン型岩体 (4.8 Ma)、畦ヶ丸型岩体北東部 (4.6 Ma)、畦ヶ丸岩体南西部 (5.1 Ma) の値を黒雲母で、畦ヶ丸型岩体北東部 (10.1 Ma)、畦ヶ丸型岩体南西部 (10.7 Ma) の値を角閃石でそれぞれ K-Ar 年代を決め、両鉱物の年代差は Ar の閉鎖温度の違いとした。その後、Saito et al. (1991) によって岩体北部のホルンフェルスと斑れい岩体、トータル岩体についての全岩、角閃石、黒雲母を使った K-Ar 年代測定が広域にわたって多数行われ、これらの岩石を形成した年代がほぼ 7 Ma 集中し、丹沢深成岩類は斑れい岩類、トータル岩類ともに、周囲の

変成岩と関連した比較的短期間での一連の活動である可能性を示し、それまでの 10 Ma を越す年代値は過剰 Ar によるものであるとした。

Saito (1993) は、Saito et al. (1991) の K-Ar 年代値を Ar-Ar 年代測定の結果から見直し、石割山岩体が 6.6 ~ 7.0 Ma の形成年代を示すこと、東部のユースン型岩体の年代値が 4.4 ~ 6.2 Ma と幅があるものの、5 Ma が冷却年代として重要であることを示した。Tani et al. (2010) は、ジルコンの U-Pb 年代測定を行い、丹沢トータル岩複合岩体の主要部は 4 ~ 5 Ma に形成され、西部のユースン型岩体とされていた石割山岩体の年代を 9 Ma とした。これらのことは、丹沢地塊の本州弧への衝突年代が約 6.8 ~ 3.75 Ma (Yamamoto & Kawakami, 2005) とされているため、石割山岩体を除く丹沢トータル岩複合岩体の主要部は、丹沢地塊の衝突開始後に形成されたことを示す。

Suzuki et al. (2014) は主要なトータル岩体とその岩体に含まれる苦鉄質包有岩においてジルコンの U-Pb 年代測定を行ったところ、トータル岩体からは Tani et al. (2010) とほぼ同年代 (平均 4.6 Ma) を得たが、苦鉄質包有岩からは 5 ~ 43 Ma の幅広い年代を得ている。この苦鉄質包有岩の年代値のうち、それまでで最も古いとされた丹沢層群の年代値 (17 Ma) 以前の 18 ~ 43 Ma を示す年代値は、丹沢トータル岩複合岩体の下位に存在する下部地殻由来の外來結晶 (xenocryst) のものと推定され、その下部地殻の形成は 42.9 ± 8.6 Ma 以前であり、伊豆一小笠原弧における前弧域での火山活動の時期と一致しているとした。

4-4. 丹沢深成岩類の成因について

丹沢深成岩類を生成したマグマの成因について、かつては数少ない岩体と丹沢層群の全岩化学組成の特徴から、グリーン・タフの主要構成岩石が泥岩堆積物とともに再溶解してマグマが生成したとするもの (柴田, 1960) や輝緑岩の様相を残し灰長石成分に富んだ斜長石が多いことなどからグリーン・タフ (下部) が塩基性深成岩~半深成岩化を受け、酸性およびアルカリが注入されて生じたとされていた (黒田, 1960)。

滝田 (1980) は造岩鉱物の晶出関係と全岩化学組成の分化傾向から斑れい岩質岩を形成したマグマは水に富んだ非アルカリ玄武岩マグマから分化・形成されたとしたが、露出面積から推定される斑れい岩とトータル岩との量比の関係から、玄武岩質マグマが密接に関係するとしながらもトータル岩を形成したマグマと斑れい岩質岩を形成したマグマは独立した個別のマグマであるとした。

Ishizaka & Yanagi (1977) は丹沢深成岩類の全岩科学組成分析および Sr 同位体分析を行い、低カリウムのカルクアルカリ岩マグマの分化によって形成されたとした。

丹沢深成岩類は、貫入関係と岩相から斑れい岩複合岩体とトータル岩複合岩体に区分されるが、両者を構成する Sr-, Nd- 同位体組成には有意な差が認められないため、両者は成因的に密接に関連している (Kawate, 1997)。トータル岩複合岩体は、各岩型ともに斜長石、石英、普通角閃石を主とし、少量のカミングトン閃石、普通角閃石、直方輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、くさび石などを含んでいる (図 12E, 12F, 12G, 12H)。Kawate & Arima

(1998) は、丹沢トータル岩複合岩体を構成する岩石が岩体を通して同じ鉱物組み合わせを持つことや主成分元素組成の直線的な変化を示すことから、トータル岩類は同一マグマからの分化物であるとしながら、産状、顕微鏡観察および微量成分組成が、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以上の岩体 (図 12G, 12H) と SiO_2 含有量約 60 wt.% 以下の岩体 (図 12E, 12F) とで特徴を異にするため、両者の生成過程が異なると推定した。 SiO_2 含有量が約 60 wt.% の岩石組成を親マグマと仮定して、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以上の岩石は結晶分分化作用、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以下の岩石は集積作用として、岩石中に含まれる結晶相の化学組成を用いたモデル計算を行い、トータル岩類が SiO_2 含有量約 60 wt.% の初生マグマから結晶分分化作用および集積作用によって生成可能であることを示した。さらに、初生マグマの生成に関して、丹沢層群の比較的下位に産出する低カリウムソレアイト質玄武岩の組成を原岩として SiO_2 含有量約 60 wt.% のトータル岩の化学組成を融解物の組成と仮定したモデル計算を行い、約 45% の融解でトータル岩類の初生マグマと考えた SiO_2 含有量約 60 wt.% の岩石の組成を作ることが可能であり、単斜輝石、直方輝石、普通角閃石、磁鉄鉱の融け残り物質ができることを示した。この結果は、Nakajima & Arima (1998) が伊豆大島に産出する低カリウムソレアイト質玄武岩を出発物質として行った含水玄武岩 (角閃岩) の部分融解実験によって 1.0 GPa、1000°C で、 SiO_2 含有量約 60 wt.% のトータル岩類の初生マグマと類似の液相が確認されたことから支持された。

斑れい岩複合岩体は、普通角閃石、斜長石を主とし、岩相によってカミングトン閃石、単斜輝石、直方輝石、カンラン石、黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱を伴う岩石 (図 12C, 12D) で構成されるが、鉱物の量比・粒度によって著しい岩相変化を示す。Kawate & Arima (1998) が行った丹沢層群の低カリウムソレアイト質玄武岩の組成を使った部分融解の計算で得られた融け残り鉱物の組み合わせは、斑れい岩類の鉱物組み合わせと調和的である。さらに計算で求められた融け残り鉱物と融解物の量比を 8 対 2 の割合で混合したとして求めた微量成分元素含有量が、実際の斑れい岩類の微量成分元素含有量と近似するため、斑れい岩類は少なくともトータル岩類の初生マグマを生成したときの融け残り物質を含んでいる可能性が考えられる (図 11)。

Tani *et al.* (2010) はジルコン U-Pb 年代測定を丹沢深成岩類に初めて適用し、丹沢深成岩体の主要部の年代値 (4 ~ 5 Ma) が丹沢地塊が本州弧に衝突後であることを示したうえで、全岩・ジルコンの微量元素組成 (Th/Nb 比) に関して丹沢深成岩類を生成したマグマに本州弧起源の堆積物の影響が認められることから、丹沢地塊の本州弧への衝突と同時に丹沢深成岩類が生成されたとした。

Suzuki *et al.* (2015) は、丹沢トータル岩中のジルコンの酸素同位体測定を行なった結果、丹沢トータル岩中のジルコンの $\delta^{18}\text{O}$ はマントルより低い $\delta^{18}\text{O}$ を示すことから、伊豆一小笠原弧の下部地殻に存在しているかつての海洋地殻を構成する熱水変質を受けた斑れい岩が部分融解することによって丹沢トータル岩が生成されたとした。また、ジルコンの Th/Nb 比と $\delta^{18}\text{O}$ 値に相関がみられないことから、丹沢トータル岩の生成に関して堆積物の関与は重要ではないとしている。

地震波速度の解析によると、丹沢山地の地下には、3 ~ 25 km の深さに地震波速度の速い部分 ($V_p \geq 6.5$ km/s; $V_s \geq 3.5$ km/s) が存在している (Yukutake *et al.*, 2015)。この部分の P 波速度は、室内実験で得られたトータル岩あるいは斑れい岩の P 波速度 (Kitamura *et al.*, 2003) におよそ対応しており、7.0 km/s に達する P 波速度の速い部分は角閃石斑れい岩あるいは角閃岩で説明されている (Yukutake *et al.*, 2015)。

4-5. 丹沢深成岩類の冷却年代

佐藤ほか (1986) は、丹沢トータル岩体中の角閃石と黒雲母の K-Ar 年代を求めて、その年代差と Ar の閉鎖温度の関係から、丹沢深成岩類は約 11 ~ 4 Ma の間に平均 50°C/Myr で冷却したと論じた。この結果を踏まえ、佐藤ほか (1990) は畦ヶ丸型岩体南縁部の燐灰石のフィッシュトラック年代 (2.5 Ma) から、さらに低温側で岩体の冷却速度が大きくなったとした。

Saito (1993) は、黒雲母が示す古い年代は過剰な Ar によるとし、東部の岩体中の角閃石が示したおよそ 5 Ma の年代は角閃石における Ar の閉鎖温度である 500°C 程度まで冷却したと考えた。また、丹沢深成岩体は形成されてから閉鎖温度に至るまで急速に冷却したとし、本州弧への丹沢地塊の衝突が 6 Ma であれば、丹沢深成岩体の形成は衝突に関係している可能性があるとした。

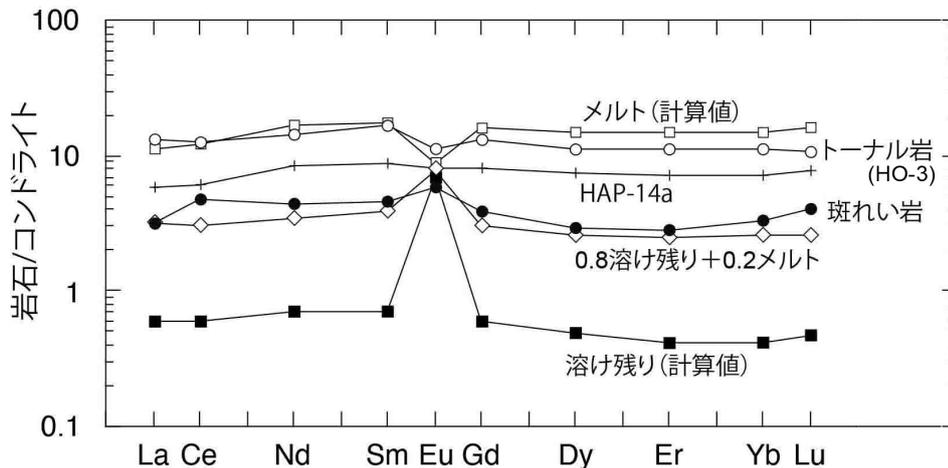


図 11. 部分融解モデルの計算結果から得られた液相と融け残りの REE パターン。HAP-14a: 丹沢層群中の低 K ソレアイト質玄武岩、HO-3: 初生マグマ組成を示すトータル岩 (畦ヶ丸型岩体)。川手 (2000) に加筆修正。

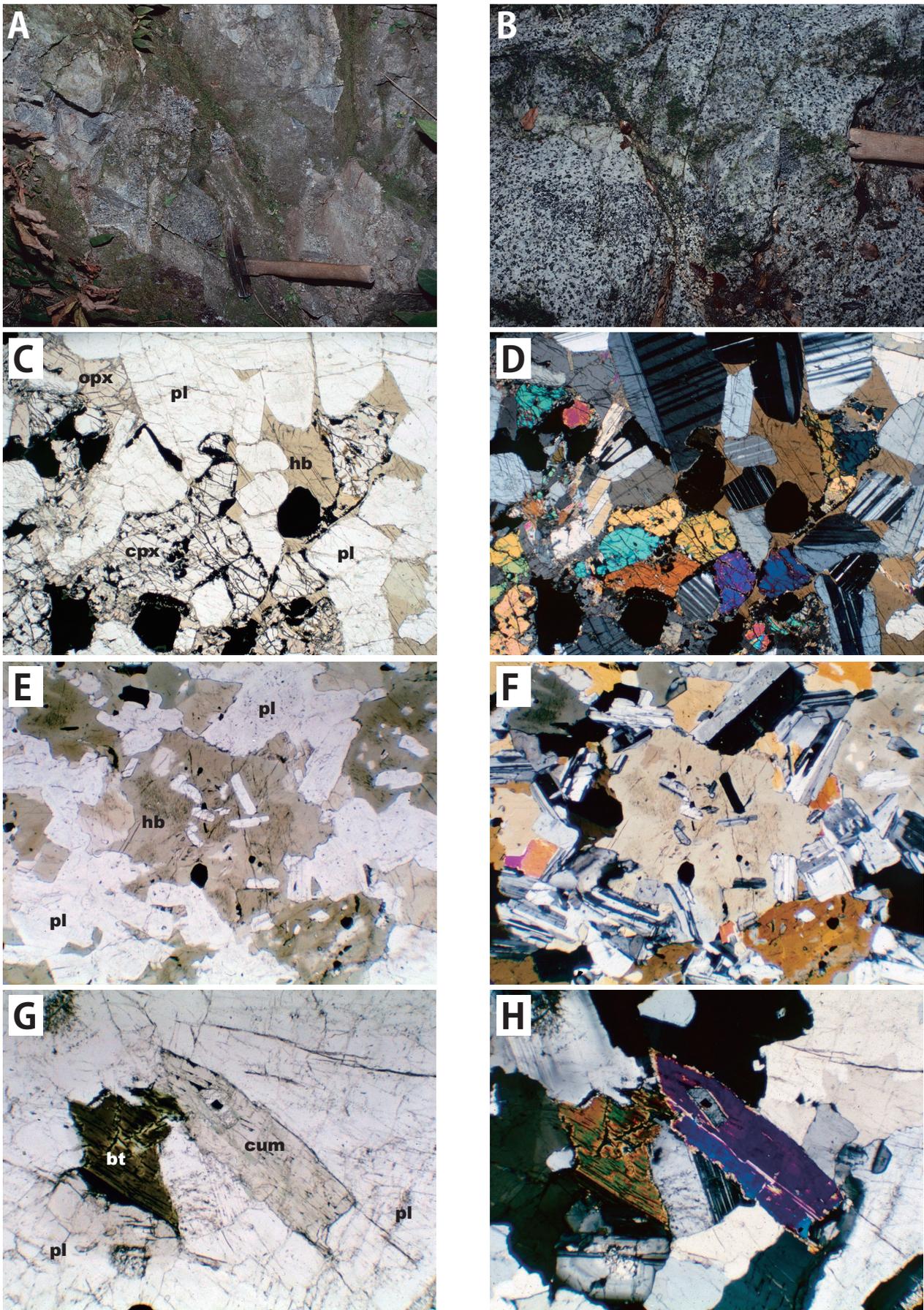


図 12 トーナル岩の露頭と、トーナル岩および斑れい岩の偏光顕微鏡写真. A: 大滝沢型トーナル岩の露頭 (山北町中川) ; B: 畦ヶ丸型トーナル岩の露頭 (山北町中川) ; C: 集積構造がみられる道志型斑れい岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー) ; D: 同じく (直交ポーラー) ; E: 大滝沢型トーナル岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー) ; F: 同じく (直交ポーラー) ; G: ユーシン型トーナル岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー) ; H: 同じく (直交ポーラー). 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 6 mm. 偏光顕微鏡写真中の鉱物の略記号は, pl: 斜長石, hb: 普通角閃石, opx, 直方輝石, cpx: 単斜輝石, bt: 黒雲母, cum: カミングトン閃石.

Tani *et al.* (2010) はジルコン U-Pb 年代測定とジルコン・燐灰石 (U-Pb) /He 年代 (Yamada & Tagami, 2008) との比較を行い、丹沢岩体が貫入・固結後に畦ヶ丸型岩体が 658°C /Myr、ユーシン岩体が 346°C /Myr という非常に速い冷却速度を経験していることを明らかにし、丹沢地塊が本州弧へ衝突した直後に急激な上昇をしたためであるとしている。

5. 変成岩類

丹沢山地に広く分布する新第三系の丹沢層群は、主に海成の火山岩および火砕岩からなり、中央部に露出した丹沢深成岩体を頂部とするドーム状構造をなして深成岩体から外側に向かって上位の層が分布している。

丹沢層群を構成する岩石は、深成岩体の貫入に伴う接触変成作用により深成岩体に近づくにつれ緑色片岩相～角閃岩相までの高温で高圧の変成作用を受けている。深成岩体の南側と北西部に結晶片岩類が分布し、北側および東側で主に塊状のホルンフェルスが発達している。また、深成岩体の分布とは別に、低度～中程度の埋没に伴う沸石相～ぶどう石ーパンペリー石相の変成作用も広く被ったと考えられている (Seki *et al.*, 1969a, b; 島津ほか, 1971b; 見上, 1978)。

丹沢層群では、変成作用により玄武岩質～安山岩質の火山岩、火砕岩は暗青色～暗緑色に、安山岩質～デイサイト質の火砕岩は緑灰色～淡緑色を呈することが多い。

5-1. 深成岩類周辺の変成岩

深成岩体の南側では接触部の幅 1～4 km で著しく片理の発達した結晶片岩が分布する (図 2)。これら結晶片岩の成因については古くから議論されてきた (Sugi, 1931; 石川, 1955a; Mikami, 1961; 相馬・吉田, 1967; Seki *et al.*, 1969a, b; 島津・荒井, 1986; 荒井, 1987; 坂野, 1989; Toriumi & Arai, 1989)。Seki *et al.* (1969a, b) は、この地域の丹沢層群は足柄層群も含めて、丹沢深成岩類に向かって、I: ユーランドイト垂相、II: ローモンタイト垂相、III: ブドウ石ーパンペリー石相、IV: 緑色片岩相、V: 角閃石相の鉱物相を識別した。緑色片岩相～角閃岩相の変成作用は、深成岩体の貫入に伴う接触変成作用と考えられている (図 13A, 13B, 13C, 13D)。

深成岩体の北側には塊状で片理構造のほとんどないホルンフェルスが発達し、一部には結晶質石灰岩も見られる (図 13E)。中川上流域の白石沢、ザレの沢などでは、低変成度～高変成度までのホルンフェルスが認められ、堇青石やベスブ石が伴うことがある (黒田, 1960; Kano, 1961; 見上, 1976; Watanabe & Arima, 1989)。

深成岩体東側の玄倉川や寄沢の上流域に、ごく限られた範囲でホルンフェルスが産出する。片理構造は全く認められず、多くの場合、原岩の組織、構造が残されている (見上, 1952; Mikami, 1962)。

5-2. 変成岩の成因に関して

低温の沸石相～ぶどう石ーパンペリー石相程度の変成岩は、丹沢深成岩類の分布とは関係なく丹沢山地に広く分布し、埋没型の変成作用が起こったと考えられている

(Seki *et al.*, 1969a, b; 島津ほか, 1971)。前述のように、深成岩体南側の地域では片理構造が著しく発達していることから単純な接触変成作用では説明できない。

かつては、丹沢深成岩体が南方向に衝上するように貫入したとの説明もあったが (見上, 1958; Seki *et al.*, 1969b など)、現在では広域変成作用の視点の重要性が指摘され、動的な変成作用が新たに提唱されている (石川ほか, 2016)。

変成鉱物の組合せおよび鉱物組成の解析から、丹沢層群は約 6～7 km の深度で埋没変成作用と接触変成作用を受け、南西部で 6～10 km、他の地域で 2～3 km 上昇したとした (島津・荒井, 1986; 荒井, 1987)。また、結晶片岩の変形微細構造の観察からは、丹沢変成岩類の運動センスを決定することによって地殻深部の上昇プロセスが検討されている (田山・石川, 2003; 石川ほか, 2004)。さらに、緑色片岩中に存在する二種類の組成累帯構造を持つ角閃石から求めた温度圧力履歴からは、その温度圧力範囲が通常の沈み帯よりも高温で、活動的島弧同士の衝突を反映していると考えられている (島津・桑谷, 2004; 桑谷・島津, 2013)。

6. 丹沢層群中にみられる小規模貫入岩体

丹沢層群には地質図に記載されていない小規模な貫入岩体が複数報告されている。本章では、山北町中川を中心に分布する含ざくろ石流紋岩、山北町世附に分布する地蔵平侵入岩体、およびその他の小規模岩脈について報告する。

6-1. 含ざくろ石流紋岩

含ざくろ石流紋岩は、丹沢深成岩体の南方約 2 km に位置する中川地域において、丹沢層群塔ヶ岳垂層群の寄沢層 (Mikami, 1962) に貫入岩として分布する (図 13F)。含ざくろ石流紋岩の詳細は、有馬ほか (1990) 及び山下 (1997) に報告があるので、これらに基づいて記載する。

含ざくろ石流紋岩は、岩脈として産出し、数 m から数 10 m、細川谷流域では最大 100 m の幅をもち、延長は東西約 10 km と推定される。文象斑岩 (石川, 1955b) には貫入する関係にあるが、世附では地蔵平侵入岩体に覆われ、あるいは被貫入関係にある。貫入母岩の丹沢層群塔ヶ岳垂層群の寄沢層 (Mikami, 1962) は、角閃岩もしくは陽起石緑色片岩 (Seki *et al.*, 1969a) からなるが、含ざくろ石流紋岩岩脈は変形作用や変成作用を蒙っていない。岩脈と貫入母岩との接触部では、微細粒な急冷周辺相 (幅 1～2 cm) がみられる。

含ざくろ石流紋岩は、主に石英と斜長石からなる珪長質石基と、少量のざくろ石、石英、斜長石、黒雲母、不透明鉱物 (チタン鉄鉱と磁鉄鉱) の斑晶を含む。斑晶ざくろ石は、最大直径 1 mm の自形斑晶で、チタン鉄鉱や磁鉄鉱やジルコンを包有する。自形ざくろ石斑晶の周囲部には、しばしば樹枝状ざくろ石が確認されている (図 13G)。自形ざくろ石は、鉄パンざくろ石成分に富むが、樹枝状ざくろ石は満パンざくろ石成分に富む。また、樹枝状ざくろ石には P₂O₅ が含まれることが報告されている (有馬・山下, 1994)。含ざくろ石流紋岩の貫入年代として

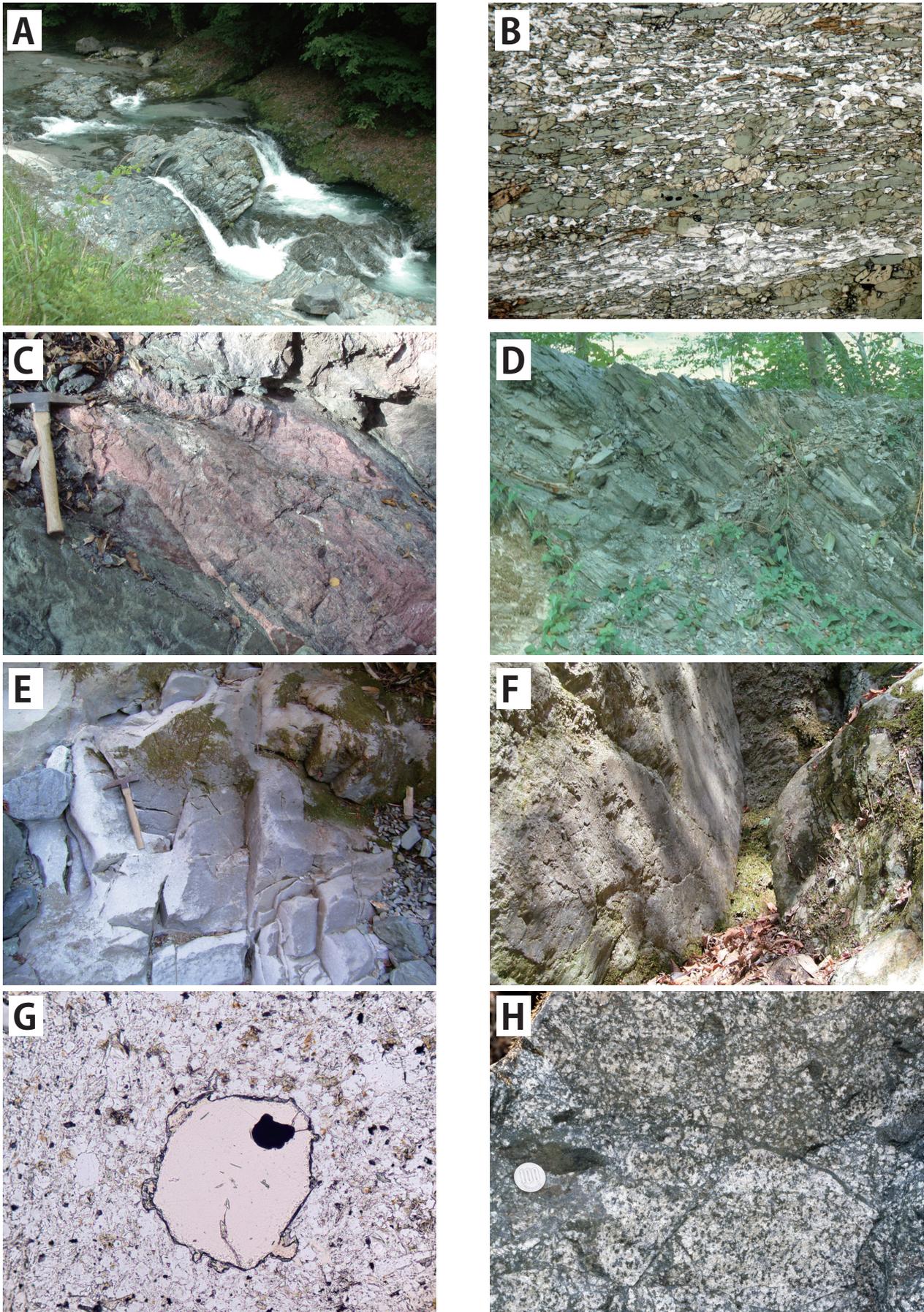


図 13. 変成岩類及び火山岩類の露頭写真. A: Seki et al. (1969a, b) の角閃石相に相当する角閃岩の露頭 (山北町中川); B: 角閃岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポラー). 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 3 mm; C: Seki et al. (1969a, b) の緑色片岩相に相当する紅簾石片岩の露頭 (山北町中川丹沢湖畔); D: Seki et al. (1969a, b) の緑色片岩相に相当する緑色片岩の露頭 (山北町中川丹沢湖畔); E: 結晶質石灰岩の露頭 (山北町中川白沢); F: 含ざくろ石流紋岩岩脈の露頭. 含ざくろ石流紋岩は左側で, 断層で丹沢層群と接する (山北町中川); G: 含ざくろ石流紋岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポラー). 中央の自形ザクロ石の周囲に樹枝状ザクロ石が成長している. 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 1 mm; H: 破碎されたトーナール岩を含む地蔵平侵入岩体の火道角礫岩.

は、有馬ほか(1990)により2.45 Maが、山下(1997)により2.43 Maが予察的に報告されている。含ざくろ石流紋岩の全岩化学組成およびざくろ石の化学組成は、有馬ほか(1990)で報告されている。

近年、この含ざくろ石流紋岩岩脈の形成に伴う火山噴火が起源と推定されるテフラが、南関東の上部鮮新統から第四紀にかけて形成したと考えられている海成層から報告されており(野田ほか, 1999; 稲垣ほか, 2007; 田村ほか, 2010など)、鍵層として注目されている。

6-2. 地蔵平進入岩体

地蔵平進入岩体の報告例は少なく、松田(1966)を基に追記を行った山下(1997)のみで、本報告では主に松田(1966)に基づいて記載する。地蔵平進入岩体は、山北町世附の世附川上流の大又沢および法行沢において、南北2 km、東西約1.2 kmにわたり分布する。

貫入母岩は、大部分がトーナル岩(滝田, 1974)で、一部塔ヶ岳亜層群の寄沢層(Mikami, 1962)が該当する。地蔵平進入岩体は、最大5 mmほどの高温石英と、斜長石及び角閃石を含む石英斑岩と、斜長石及び角閃石の斑晶を含む角閃石安山岩から構成される。石英斑岩は、トーナル岩や緑色片岩の角礫を含むことから(図13H)、地表に達していた火口の地下で、急激な発泡もしくは爆発を伴いながら進入・固結したためと考えられている。角閃石安山岩は、岩脈として産し、石英斑岩を貫く。

今永・山下(1999)では、地蔵平進入岩体のK-Ar全岩年代測定を行っており、石英斑岩が 3.20 ± 0.7 Ma、角閃石安山岩が 2.28 ± 0.5 Ma、角閃石デイサイトが 1.27 ± 0.13 Maが得られている。このうち、 1.27 ± 0.13 Maの年代値が得られている角閃石デイサイトは、高温石英の斑晶を含む石英斑岩である。このことから、石英斑岩の活動が2度あったのか、あるいは石英斑岩のいずれかは変質の影響を受けている可能性がある。しかし、前述のざくろ石流紋岩との屋外での関係は、石英斑岩がざくろ石流紋岩岩脈の分布を乱していることから、石英斑岩の活動は約2.4 Maよりも新しいと思われる。また、角閃石安山岩は石英斑岩を貫くことから矛盾が生じている。

石英斑岩の全岩化学組成は、山下(1997)で報告されている。

6-3. その他小規模岩脈

丹沢層群および深成岩体に小規模ながら貫入する、苦鉄質から珪長質の火山岩類が複数報告されている(見上, 1955; Mikami, 1962など)。これらの岩体については、森ほか(2012)によって、全岩化学組成と貫入年代、およびテクトニクスの議論がなされている。すなわち、得られた年代値は、丹沢層群が形成している時期に相当する16.5 Maと13.6 Maのものと、丹沢層群形成末期から深成岩体の貫入期に相当する7.5~4.2 Maのものと大別される。このうち後者は、火山岩類の地球化学的性質が低カリウム系列のソレライト岩系であることから、当時の火山フロントで形成したものとし、4 Ma以降に火山フロントが西方に移動したことを示唆した。

7. おわりに

丹沢山地に分布する丹沢層群、愛川層群、丹沢深成岩類、変成岩類および、これらに貫入する小規模岩体について、地質に関するこれまでの研究を概観した。この地域は、まさに伊豆一小笠原弧が本州弧に衝突・付加した地点であり、現在でも隆起が続く険しい山地となっている。隆起侵食を受けることで、かつての地下深部が露出し、古伊豆一小笠原弧北端部の火山活動の特徴や島弧地殻の付加の様子を伺うことができる。伊豆半島および伊豆諸島の地表および地下では、現在トラフが埋積されつつあり、プレート境界がジャンプしつつあるなど、丹沢山地と同様の過程をたどっているかもしれない。また、伊豆一小笠原の熱い火山弧中軸が衝突しているため、地殻が融解し花崗岩質の大陸地殻が生成された可能性がある一方で、海洋性島弧である伊豆一小笠原弧には、すでに花崗岩質の中部地殻が存在することも知られている。さらに、小規模ではあるが丹沢地塊が現在の位置に定置した後も火成活動が記録されている。

これまでの丹沢山地の研究史に見られるように、今後も新たな視点や新たな手法で研究が進むことによって、現在進行中の島弧-島弧の会合で起こる現象に関して、丹沢山地の地質から様々な情報が提供されることを期待したい。

謝辞

神奈川県立生命の星・地球博物館の外来研究員の門田真人氏、神奈川県学会の須藤清氏、日本山岳ガイド協会の里見豊氏、東京都立大学の松風潤氏、元みなもと体験館道志・久保分校の宇野夏樹氏には野外調査でお世話になった。さらに門田真人氏には写真を提供していただいた。以上の方々にお礼申し上げます。

引用文献

- 青池 寛, 1999. 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (9): 113-151.
- 青池 寛・有馬 真, 1997. 丹沢山地の生い立ち. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.74-77. 神奈川県環境部.
- 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域の地質. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.24-63. 神奈川県環境部.
- 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.
- Amano, K., 1991. Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15: 315-329.
- 天野一男・伊藤健二, 1990. 南部フォッサマグナの形成-堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス-. 地質学論集, 34: 45-56.
- 天野一男・松原典孝・田切美智雄, 2007. 富士山の基盤: 丹沢山地の地質-衝突付加した古海洋性島弧-. 荒牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道編, 富士火山, pp.59-68. 山梨県環境科学研究所
- 荒井 融, 1987. 丹沢山地のテクトニクス-変成岩類の相解. 地質学雑誌, 93: 185-200.
- 有馬 真・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (9): 57-77.
- 有馬 真・末包鉄郎・門田真人・加藤英樹・山下浩之, 1990. 丹

- 沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩. 神奈川地学, (70・71): 1-6.
- 有馬 眞・山下浩之, 1994. 丹沢細川谷に産出する P_2O_5 に富んだザクロ石. 岩鉱, **89**(4): 166.
- 坂野 平, 1989. 丹沢変成岩の音頭・圧力経路について. 地質学雑誌, **95**: 113-118.
- 鎮西清高・松島義章, 1987. 南部フォッサマグナ地域の新第三紀貝化石群. 化石, (43): 15-17.
- 地質調査所編, 1954. 日本鉱産誌 (BI - C) 鉄、鉄合金お呼び軽金属. 東京地学協会.
- 藤田至則, 1975. グリントフ造山運動. アーバンクボタ, (12): 49-53. 久保田鉄工株式会社.
- 福田 理・篠木嶺二, 1952. 西桂層群の層序学的並びに微古生物学的研究. 地質学雑誌, **58**(681): 191-202.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. D. Schmitz & G. M. Ogg, 2012. The Geologic Time Scale 2012 volume 2. 1144pp. Elsevier.
- 原口 悟・石井 輝秋, 1999. 九州パラオ海嶺北部駒橋第二海山のトーナライト質深成岩類. 月刊地球号外, (23): 116-122.
- Haraguchi, S., T. Ishii, J. Kimura, & Y. Ohara, 2003. Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Dai-ni Seamount, northern Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 151-168.
- 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・季 毅兵・昆 慶明, 2010. プロト伊豆-マリアナ島弧の衝突テクトニクスレビュー. 地学雑誌, **119**: 1125-1160.
- Hirata, D., I. Imanaga & A. Kato, 1992. Three Mn²⁺-bearing pumpellyite series minerals from the Takamatsu mine, Yamakita-machi, Kanagawa Prefecture, Japan. *Bulletin of Kanagawa Prefectural Museum (Natural Science)*, (21): 21-31.
- Hirata, D., H. Yamashita, I. Imanaga, H. Takahashi & A. Kato, 1995. Manganian grossular-piemontite association in a low grade metamorphic manganese ore from the Dainichi mine, Hadano City, Kanagawa Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, **17**: 211-218.
- 平田大二・山下浩之・川手新一, 2008. 伊豆・小笠原弧北端部、箱根火山周辺の地形・地質テクトニクス. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 1-12.
- 本間岳史, 1976. 丹沢山地北縁の地質構造. 地質学論集, (13): 279-297.
- 本間岳史, 1983. 相模湖付近の層序と構造. 埼玉県立自然史博研報, (1): 37-50.
- 本間岳史, 1984. 丹沢山地北縁におけるグリーンタフ造山末期の造構運動とモラッセ相. 埼玉県立自然史博研報, (2): 27-46.
- 本間岳史, 1991. 関東山地南縁における中～後期中新世の造構運動と火成活動. 地団研専報, (38): 27-37.
- 今永 勇・山下浩之, 1999. 足柄・丹沢・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動の K-Ar 年代. 神奈川県立博物館調査研究報告書 (自然科学), (9): 179-188.
- 稲垣 進・西川達男・満岡 孝・安野 信, 2007. 神奈川県鎌倉市北東部の上総層群下部から発見された含ザクロ石軽石層 (KGP) について. 地球科学, **61**: 143-148.
- Ishida, T., 1969. Stratigraphical and geostructural studies of the Nishikatsura Group: Geological study of the southern Fossa Magna, Central Japan (1st Report). *Memory Faculty Library Arts and Education, Part 2*, **20**: 262-268.
- Ishida, T., 1970. Stratigraphy of the Nishikatsura Group in the vicinity of Ohata, Tsuru City: Geologic study of the southern Fossa Magna, Central Japan (2nd Report). *Memory Faculty Library Arts and Education, Part 2*, **21**: 219-223.
- Ishihara, S., 1964. Miocene syn-orogenic plutonism in the Tanzawa Massif. *Earth Science*, **70**: 1-14.
- 石川秀雄, 1955a. 丹沢南部中川流域の変成過程における熱移行の考察. 地質学雑誌, **61**: 195-199.
- 石川秀雄, 1955b. 丹沢南部地域の結晶変岩類について. 東教大地鉱研報, **4**: 65-70.
- 石川正弘・谷健一郎・桑谷 立・金丸龍夫・小林健太, 2016. 丹沢山地の地質: 伊豆衝突帯のジオダイナミクス. 地質学雑誌, **122**: 228-240.
- 石川正弘・田山良一・有馬 眞, 2004. 丹沢山地に露出する伊豆弧地殻断面. 日本地質学会第 111 年学術大会見学旅行案内書, pp.57-70.
- Ishizaka, K. & T. Yanagi, 1977. K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks in Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth and Planetary Science Letter*, **33**: 345-352.
- Ito, M. & F. Masuda, 1986. Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zones: Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, central honsyu, Japan. *Sedimentary Geology*, **49**: 223-259.
- 門田 真人, 2013. 丹沢山地における枕状溶岩の分布—神奈川県 15 露頭が中新統の約 1700 ~ 1400 万年前の地層中に存在—. 神奈川地学, (79): 31-35.
- 門田真人・三澤良文, 2005. 丹沢山地より産出する中新世八放サンゴ亜綱. 東海大学紀要海洋学部, **3**: 51-59.
- 門田真人・未包鉄郎, 1978. 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, **84**(12): 739-741.
- 門田真人・未包鉄郎, 1994. 丹沢化石サンゴ礁. 神奈川県自然史資料, (16): 56-60.
- 門田真人・未包鉄郎・三澤良文, 2004. 大型有孔虫化石からみた丹沢山地の地質構造. 東海大学紀要海洋学部, **2**: 37-48.
- 神奈川県環境部, 1997. 丹沢・大山地域の新第三系地質図. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 付図 2. 神奈川県環境部.
- 金丸龍夫・高橋正樹, 2005. 帯磁率異方性からみた丹沢トナール岩体の貫入・定置機構. 地質学雑誌, **111**: 458-475.
- Kano, H., 1961. Petrology of the Metasomatic Cordierite Rocks from the Northern Tanzawa Mountainland, central Japan. *Journal of Mining College Akita University. series A 1*: 1-26.
- 河尻清和, 2008. 相模原市西部, 道志川および篠原川沿いの愛川層群中津峡層. 相模原市立博物館研究報告, (17): 77-84.
- 河尻清和, 2010. 神奈川県相模原市西部, 沢井川下流部の新第三紀火山岩類. 相模原市立博物館研究報告, (19): 85-91.
- 河尻清和, 2015. 石老山周辺に分布する愛川層群石老山層の礫種構成に関するノート (その 1). 相模原市立博物館研究報告, (23): 82-87.
- 河尻清和, 2019a. 石老山周辺に分布する愛川層群石老山層の礫種構成に関するノート (その 2). 相模原市立博物館研究報告, (27): 1-6.
- 河尻清和, 2019b. 神奈川県北部, 丹沢山地北縁部の新第三系の地質. 日本地質学会第 126 年会演旨, p.215.
- 河野義礼・植田良夫, 1966. 本邦産火成岩の K-A dating (IV) 東北日本の花崗岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**: 41-55.
- 川手新一, 1996. 丹沢斑れい岩類の起源. 神奈川地学, (75): 18-23.
- Kawate, S. 1997. Geological models of the oceanic island arc system: An example of the Tanzawa Mountainland, Central Japan. Ph.D. thesis, Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan.
- 川手新一, 2000. 丹沢山地深成岩類の成因. 月刊地球号外, **30**: 57-63.
- Kawate, S & M. Arima, 1998. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic

- complex, central Japan: Exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**: 342-35.
- 川手新一・藤巻宏和・青池 寛, 1996. 丹沢山地. 中期中新世火山岩類の Sr 同位体組成. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p.210.
- Kitamura, K., M. Ishikawa & M. Arima, 2003. Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: constraints from high-pressure measurement of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan. *Tectonophysics*, **371**: 213-221.
- 小池敏夫, 1997. 丹沢山地の地形・地質概要. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.12-18. 神奈川県環境部.
- 黒田吉益, 1960. 丹沢山地の地質—特に北部の変成岩類について—. *地質学雑誌*, **66**: 700-709.
- 桑谷 立・鳥海光弘, 2013. 丹沢変成岩の沈み込みおよび上昇期の温度圧力履歴. 日本地質学会関東支部伊豆衝突地質研究サミット講演要旨, pp.52-53.
- 松田時彦, 1966. 地蔵平付近の地質, とくに侵入岩類について. 神奈川県温泉研究所報告, (4): 21-30.
- 松島義章・平田大二, 1993. 落合れき岩層の化石. 自然教育活動のための宮ヶ瀬自然環境基礎調査報告書. 日本自然保護協会報告書, (37): 109-119.
- 松島義章・田口公則・鎮西清高, 2003. 丹沢山地落合層中の化石群集. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (32): 27-68.
- 松原典孝・天野一男, 2005. 丹沢山地で復元された海洋性島弧発達史. *月刊地球*, **52**: 79-85.
- 松原典孝・天野一男, 2010. 南部フォッサマグナ丹沢山地における中新世ペペライトの産状と形成過程. *地質学雑誌*, **116**(3): 134-150.
- 見上敬三, 1952. 丹沢の石英閃緑岩南東部における御坂層の変成岩類について. *横浜国大理科紀要第 2 類*, (2): 36-46.
- 見上敬三, 1955. 丹沢東縁部の地質. *横浜国立大学理科紀要*, Sec. II, **4**: 41-64.
- 見上敬三, 1958. 丹沢山地の構造発達史. 藤本教授還暦記念論文集, pp. 232-244.
- Mikami, K., 1961. Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa Mountainland, Part I. *Science Reports of Yokohama National University, Section II*, **8**: 57-110.
- Mikami, K., 1962. Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa Mountainland, Part II. *Science Reports of Yokohama National University, Section II*, **9**: 59-108.
- 見上敬三, 1976. 西丹沢、白石沢ザレの沢の董青石と大理石. 神奈川県文化財調査報告書. (37): 1-14.
- 見上敬三, 1978. 丹沢山地とその前山. 神奈川県史各論編 4, 自然, pp.116-189.
- 水上香奈江・木沢庸二・水谷のぞみ, 1991. 丹沢山地東部の中新世凝灰岩の K-Ar および FT 年代. *地質学雑誌*, **97**(11): 931-934.
- 森 慎一・山下浩之・有馬 眞・藤岡換太郎, 2012. 丹沢—大磯地域に分布する火山岩類の K-Ar 年代と南部フォッサマグナ地域における鮮新世火山フロントの西方移動. *岩鉱*, **41**: 67-86.
- 森下正信, 1934. 丹沢石英閃緑岩体の構造. *地質学雑誌*, **41**: 491-514.
- 中川節夫, 1997. 丹沢の地形 (地形の現れた断裂の方向). 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 53-56. 神奈川県環境部.
- Nakajima, K. & M. Arima, 1998. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc*, **7**: 359-373.
- Niitsuma, N. & T. Matsuda, 1985. Collision in the South Fossa Magna Area, Central Japan. *Recent Progress of Natural Science Japan*, **10**: 41-50.
- 野田啓司・小澤大成・奥村 清, 1999. 神奈川県の上部鮮新統中津層群からの含ザクロ石テフラ層 Mk19 の発見とその意義. *第四紀研究*, **38**: 65-73.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. *静岡大地球科学研報*, (12): 153-189.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境. *化石*, (43): 5-8.
- 尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質, 第 4 章, 丹沢層群・早戸層群・愛川層群. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp. 24-36. 産総研地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・原 英俊・植木岳雪, 2013. 八王子地域の地質, 第 10 章, 地質構造. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp.95-97. 産総研地質調査総合センター.
- Saito, K., 1993. ⁴⁰Ar-³⁹Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**: 261-272.
- 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.
- 齊藤 哲, 2015. 海洋性島弧から大陸地殻へ: 伊豆衝突帯花崗岩質岩体の成因研究. *岩石鉱物科学*, **44**: 32-44.
- Saito, S. & K. Tani, K., 2017. Transformation of juvenile Izu-Bonin-Mariana oceanic arc into mature continental crust: An example from the Neogene Izu collision zone granitoid plutons, Central Japan. *Lithos*, **277**: 301-320.
- 酒井治孝, 1992. ヒマラヤと何鵜フォッサマグナ二つの衝突帯を比較する. *科学*, **62**: 445-450.
- 坂本 泉・平田大二・藤岡換太郎, 1999. 伊豆・小笠原弧の基盤岩. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 21-40.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文, 1987. 20 万分の 1 地質図「東京」. 地質調査所.
- 坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964. 丹沢山塊の地質. 国立公園協会編「丹沢大山学術調査報告書」, pp.1-53. 神奈川県.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1986. 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代. *地質学雑誌*, **92**: 439-446.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢, 1990. アパタイトのフィッシュン・トラック年代からみた丹沢岩体の冷却史と丹沢山地の変成作用. *地質学雑誌*, **96**: 69-72.
- Seki, Y., Y. Oki, T. Matsuda, K. Mikami & K. Okumura, 1969a. Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (I). *Journal of Japan Association Mineralogy Petrology Economic Geology*, **61**: 1-24.
- Seki, Y., Y. Oki, T. Matsuda, K. Mikami & K. Okumura, 1969b. Metamorphism in Tanzawa mountains, central Japan (II). *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, (61): 50-75.
- Seki, Y., Y. Oki, H. Onuki, & S. Odaka, 1971. Metamorphism and vein minerals of north Tanzawa mountains, central Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, (66): 1-21.
- 柴田秀賢・大木靖衛・藤本丑雄, 1960. 甲府盆地東南部の花崗岩類について (特に丹沢型花崗岩類—東北日本中新世岩石区—の成因). *地質学雑誌*, **66**: 170-178.
- Shibata, M., 1956. A fossile fauna from the eastern part of Tanzawa Massif. *Transactions Proceedings of Paleontological Society of Japan, New Series*, **23**: 229-239.
- Shibata, M., 1957. Some molluscan fossils from the eastern part of the Tanzawa Mountainland. *Transactions Proceedings of*

- Paleontological Society of Japan, New Series*, 25: 21-25, pl.4.
- 島津光夫・田淵添敬・楠田 隆, 1971a. 丹沢山地東北部の地質構造—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その1—。地質学雑誌, **77**(2): 77-79.
- 島津光夫・田淵添敬・楠田 隆, 1971b. 丹沢山地東北部の変成作用—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その2—。地質学雑誌, **77**(11): 701-722.
- 篠木嶺二・見上敬三, 1954. 丹沢山塊東北部の構造について。東教大地誌研報, (3): 117-123.
- 徐 垣, 1986. 丹沢ブロック衝突時の化石プレート境界。月刊地球, **8**: 598-601.
- Soh, W., T. Kevin, A. Taira & H. Tokuyama, 1991. Basin evolution in the arc-arc Izu Collision Zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. *Journal of geological society*, **148**: 317-330.
- Soh, W., K. Nakayama & T. Kimura, 1998. Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara Basin and adjacent Tanzawa Mountains. *The Island Arc*, **7**: 330-341.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1966. 丹沢山地の岩石と構造 (2) 深成岩類。岩石鉱物鉱床学会誌, **55**: 25-38.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1967. 丹沢山地の岩石と構造 (3) 変成岩類 (I)。岩石鉱物鉱床学会誌, **58**: 14-30.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1968. 丹沢山地の岩石と構造 (4) —深成活動と変成作用—。岩石鉱物鉱床学会誌, **60**: 102-117.
- Sugi, K., 1931. On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Province of Sagami. *Japan Journal of Geology and Geography*, **9**: 87-142.
- 杉村 新, 1972. 日本付近におけるプレート境界。科学, **42**: 192-202.
- 杉山 明, 1976. 丹沢山地の構造発達史 (I) 層序および構造。地質学雑誌, **82**: 699-712.
- 杉山雄一・須見俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄, 1997. 活構造図。50万分の1活構造図8「東京」(第2版)。地質調査所。
- Suzuki, K., K. Kitajima, Y. Sawaki, K. Hattori, T. Hirata & Y. Maruyama, 2015. Ancient oceanic crust in island arc lower crust: Evidence from oxygen isotopes in zircons from the Tanzawa Tonalitic Pluton. *Lithos*, **228-229**: 43-54.
- Suzuki, K., S. Yamamoto, Y. Sawaki, K. Aoki, S. Omori, Y. Kon, T. Hirata, Y. Li, Y. Takaya, K. Fujinaga, Y. Kato & S. Maruyama, 2014. Zircon U-Pb dating from the mafic enclaves in Tanzawa Yonalitic Pluton, Japan: Implication for arc history and formation age of the lower-crust. *Lithos*, **196-197**: 301-320.
- Taira, A., K. T. Pickering, B. F. Windley & W. Soh, 1992. Accretion of Japanese island arc and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics*, **11**: 1224-1244.
- Taira, A., S. Saito, K. Aoike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka & A. Klaus, 1998. Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin(Ogasawara) arc crust and their implications for the continental crust formation. *The Island Arc*, **7**: 395-407.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W., 1989. Accretion tectonics and evolution of Japan. In Z. Ben-Avraham (Editor), *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, pp.100-123. Oxford University Press, New York.
- Tani, K., D. J. Dunkley, J. Kimura, R. J. Wysoczanski, K. Yamada & Y. Tatsumi, 2010. Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan. *Geology*, **38**: 215-218.
- 高橋雅紀, 2008. 南部フォッサマグナ。日本地質学会編「日本地質誌3 関東地方」, pp.260-275. 朝倉書店, 東京。
- 高橋正樹・金丸龍夫・二平 聡, 2004. 丹沢トータル岩体の全岩化学組成—分析値171個の総括—。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (39), 259-284.
- 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**: 505-523.
- 滝田良基, 1980. 丹沢山地の斑れい岩類の岩石学的研究—特にトータル岩類との成因関係について—。地質学雑誌, **86**: 369-387.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄, 2010. 南関東に分布する2.5 Maの広域テフラ: 丹沢—ざくろ石軽石層。地質学雑誌, **116**(7): 360-373.
- 田村芳彦, 2011. 伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成。地学雑誌, **120**(4): 567-584.
- Tamura, Y., O. Ishizuka, K. Aoike, S. Kawate, H. Kawabata, Q. Chang, S. S, Y. Tatsumi, M. Arima, M. Takahashi, T. Kanamaru, S. Kodaira & R. S. Fiske, 2010. Missing Oligocene crust of the Izu-Bonin arc: Consumed or rejuvenated during collision? *Journal of Petrology*, **51**: 823-846.
- 丹沢団体研究グループ, 1973. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その1) 北部地域の層序と構造。地質学論集, **9**: 55-68.
- 丹沢団体研究グループ, 1975. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その2) 南部結晶片岩地域の層序と構造。地球科学, **29**: 130-147.
- 丹沢団体研究グループ, 1976. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その3) 南西部地域の層序と構造。地質学論集, **13**: 299-311.
- 田山良一・石川正弘, 2003. 丹沢変成岩類における塑性変形と伊豆弧衝突テクトニクス。日本地質学会第110回学術大会講演要旨, p.166.
- Tomida, S., 1996. Late Neogene tropical and subtropical molluscan fauna from the South Fossa-Magna region, central Japan. *Bulletin of Mizunami Fossil Museum*, **23**: 89-140. pls.24-34.
- 鳥海光弘・荒井 融, 1986. 変成作用から見た伊豆・マリアナ弧の衝突。月刊地球, **8**: 612-615.
- Toriumi, M. & T. Arai, 1989. Metamorphism of the Izu-Tanzawa collision zone. *Tectonophysics*, **160**: 293-303.
- 鳥海光弘・桑谷 立, 2004. 丹沢山地の変成作用と地殻の沈み込みダイナミクス。月刊地球, **8**: 612-615.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図福)。138pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Watanabe, S. & M. Arima, 1989. Vesuvianite and Associated Skarn Minerals in the Shiraiishizawa Area, Tanzawa Mountainland, Central Japan. *Science Reports of the Yokohana National University. Section II, Biological and Geological Science*, **36**: 71-86.
- Yamada, K. & T. Tagami, 2008. Postcollisional exhumation history of the Tanzawa Tonalite Complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B03402, doi: 10.1029/2007JB005368.
- Yamamoto, Y., & S. Kawakami, 2005. Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. *Island Arc*, **14**: 178-198.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970. 10万分の1山梨県地質図及び山梨県地質誌 (山梨県地質図説明書)。20pp.
- 山下浩之, 1997. 丹沢山地ならびに周辺域の地質。7 丹沢山地の流紋岩ならびに石英斑岩。丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.53-56. 神奈川県環境部。
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Arai, R., & M. Matsubara, 2015. A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **120**: 3293-3308.