

丹沢山地東部の地質

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 太田, 英将, 石黒, 均, 岩橋, 悟, 新妻, 信明 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000266

丹 沢 山 地 東 部 の 地 質

太田英将*・石黒 均**・岩橋 悟***・新妻信明***

Geology of the Eastern Area of the Tanzawa Mountains, Central Japan

Hidemasa OHTA*, Hitoshi ISHIGURO**, Satoru IWAHASHI***
and Nobuaki NIITSUMA***

The Neogene system of the eastern area of the Tanzawa Mountains consists mainly of pyroclastics and subordinately of non-volcanic rocks.

This area is divided into three parts by three major faults: northern, eastern and eastern marginal parts from west to east.

The northern part consists of basic pyroclastics in the lower part (Akiyama Formation), acidic pyroclastics in the middle part (Shiotsu Formation and Hinate Formation) and conglomerate in the upper part (Sekirozan Conglomerate).

The eastern part comprises of basic pyroclastics in the lower part (Shijuhasse Volcanic-breccia, Ootaki Lapilli-tuff, Hontanigawa Tuff and Nunokawa Volcanic-breccia), acidic pyroclastics, bedded tuff and sandstone in the middle part (Fudojiri Tuff, Oosawa Black-sandstone and Yataro Tuff) and mudstone, sandstone and conglomerate in the upper part (Jike Mudstone and Ochiai Conglomerate).

The eastern marginal part is composed of basic pyroclastics in the lower part (Miyagase Volcanic-breccia, Funasawa Tuff and Nakatsukyo Volcanic-breccia), acidic pyroclastics, bedded tuff and sandstone in the middle part (Kyogatake Formation, Hanbara Lapilli-tuff and Abiko Formation) and conglomerate in the upper part (Sekirozan Conglomerate).

The geological structure in this area shows nearly NNW-SSE trend except in the northern part with nearly E-W trend. The folds in the eastern are intense and have NNW-SSE trend. The fold axis plunges northwestwards.

There are three major faults named the Aone-Sagamiko Fault, the Aonohara-Susugaya Fault and the Tonoki-Aikawa Fault. The Aone-Sagamiko Fault has nearly NNE-SSW trend. Both the Aonohara-Susugaya Fault and the Tonoki-Aikawa Fault have nearly NNW-SSE trend.

The geological age was decided according to the assemblages of calcareous nannoplanktons. The age of the Fudojiri Tuff is assigned to the middle Miocene (CN5a) and that of the Jike Mudstone is assigned to the upper Miocene (CN9).

* 明治コンサルタント(株) 大阪府池田市住吉 2-12-11, Meiji Consultant Co., Ltd., 2-12-11 Sumiyoshi, Ikeda City, Osaka Pref., 563 Japan.

** 環境アセスメントセンター 静岡市清閑町 13-12, Environmental Assessment Center, Shizuoka 420.

*** 静岡大学理学部地球科学教室 静岡市大谷 836, Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422.

The directions of paleocurrent systems in this area were inferred from magnetic susceptibility. The sediments of the Fudojiri Tuff were supplied from the south. Those of the Jike Mudstone were supplied from the northeast.

Paleomagnetic measurements were made in the studied area. The mean value of the measured paleomagnetic inclinations of the eastern part is $52.4^\circ \pm 15.3^\circ$. This is nearly the same as that of the present geomagnetic field. The direction of measured paleomagnetic declination after the fold plunge correction of this area is 40° clockwise. It is pertinently concluded that this 40° clockwise rotation was caused by the collision of the Tanzawa Massif with the Kanto Mountains.

1. 緒 言

丹沢山地は、伊豆半島と関東山地に挟まれた地域であり、南部フォッサ・マグナ地域の一部を占めている。南部フォッサ・マグナ地域は、大局的に地形、地質構造がハの字型をなしており、フィリッピン海プレートの北端にあたる丹沢地塊が本州に衝突することによって、中央構造線や帯状構造が屈曲させられている(新妻, 1982; NIITSUMA & MATSUDA, 1985)。丹沢山地の北縁および南縁は、第1級の構造線である藤ノ木-愛川断層(篠木・見上, 1954)、神縄断層(松島・今永, 1968)によってそれぞれ限られている。丹沢山地を構成する地層群は、中新世以降の全層厚8000mにも及ぶ基性から中性の火山碎屑岩類を主体とし、全体として東西方向に伸びたドーム状の背斜構造をなす。中央部には、大規模な石英閃緑岩体が入入している。これらの岩相および構造上の特徴により丹沢山地は、富士川地域、伊豆半島とは、異なる性格を備えている。Fig. 1で示した本研究地域である丹沢山地東部は、溶岩、火山角礫岩などの火山噴出物、火山砂岩や凝灰岩からなる火山碎屑岩類、および非火山性の泥岩、礫岩を主体とする地層が比較的連続して分布している。

丹沢山地における研究は、古くは、加藤(1910)、本間(1924)、三土(1932)らの研究があり、丹沢山地の地質の概要が明らかにされた。その後丹沢山地東部については、渡部ほか(1952)、見上(1952)、篠木・見上(1954)、WATANABE (1954)、見上(1955・1958)、MIKAMI (1961)、御園 (1969MS) の研究がある。丹沢山地北東部については、ISHIHARA (1964)、島津ほか(1968)、島津ほか(1971)が、さらに丹沢山地北部に

ついては、山本(1928MS)、関(1937)、福田・篠木(1952)の研究がある。その後山梨県(1970)を初めとして、島津ほか(1971)、丹沢団研(1973)、本間(1976)、田中(1977MS)らの研究によって第三系の層序が確立されつつある。本研究地域についての研究は、MIKAMI (1961)、島津ほか(1968)、島津ほか(1971)、ISHIHARA (1964)、山梨県(1970)、島津・楠田(1980)がある (Table 1)。

本研究は、詳細な地質調査を行い層序を確立し、また古地磁気学、微化石層序学の方法を用いて地質構造の解明、地質年代および堆積環境の推定を行うことを目的とした。野外調査に要した日数は、のべ240日間である。なお本論文は、1980年から1982年にかけて静岡大学理学部地球科学教室卒業研究として行った太田(1982MS)と1981年から1983年にかけての石黒(1983MS)の研究をまとめ、さらに修正、加筆したものである。

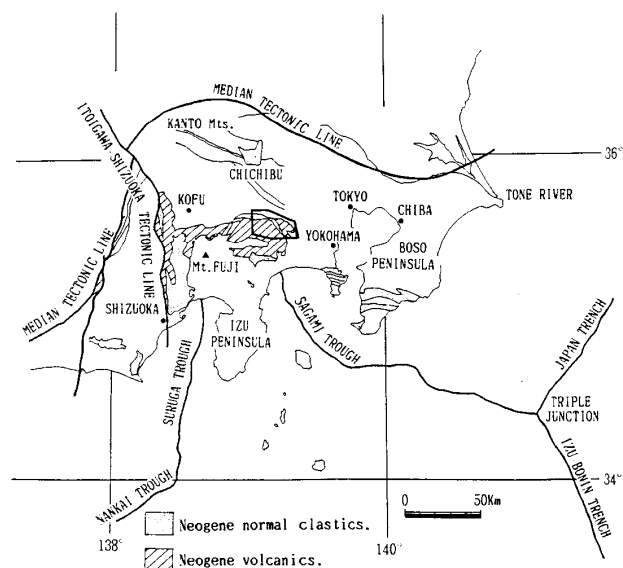


Fig. 1 Index map of the studied area. 研究地域位置図.

Table 1 Comparison table of the stratigraphic works
in the studied area. 研究地域における研究史比較表(I).

丹 沢 北 部 地 域 研 究 史 比 較 表						
時代	本 研 究	島津光夫ほか(1971)		山 梨 県(1970)		
鮮新世	石老山礫岩					
中新世	日向層	四方津層	(日向層)	四方津累層	上部層	
	F				下部層	
	四方津層		杖突酸性凝灰岩			
	田野入玄武岩部層					
	秋山層	秋山層	千足火山礫凝灰岩	秋山層	上部層	
中新世		下部層	大地峠凝灰岩	累層	下部層	
	安寺沢酸性凝灰岩部層		神野凝灰角礫岩			
			安寺沢酸性凝灰岩			
更新世			蔵道峠凝灰岩			

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、山形大学理学部地球科学教室の岡田尚武博士には、石灰質ナンノ化石の同定をしていただいた。静岡大学理学部地球科学教室の北里 洋博士には、有孔虫化石の同定をしていただくとともに有益な御助言をいただき、本稿の校閲をしていただいた。岡田博有博士には、英文の校閲をしていただいた。静岡大学教育学部地学教室の狩野謙一博士には、種々御助言をいただくとともに本稿の校閲をしていただいた。東北大学理学部地質学古生物学教室の北村 信博士、中川久夫博士、横浜国立大学教育学部地学教室の見上敬三博士、長谷川善和博士には、未公表資料の閲覧に便宜をはかっていただいた。大手開発(株)の兵頭 浩氏には、本稿作成にあたり協力いただいた。以上の方々に感謝の意を表する。

2. 地 質 概 説

調査地域に分布する第三系の地質は、調査地域の東縁を北西-南東方向に走る藤ノ木-愛川断層を境として、その北側は、新第三紀以前の砂岩・粘板岩の互層よりなる小仏層群、南側は、新第三系の火山碎屑岩と礫岩を主とする地層よりなる。今回の調査対象である新第三系の地層が分布する地域は、東部を北西-南東方向に走る青野原-煤ヶ谷断層と、西部を北東-南西方向に走る青根-相模湖断層の2つの断層によって、大きく3つの地域に区分される。本論文では、藤ノ木-愛川断層と青野原-煤ヶ谷断層には含まれた地域を丹沢東縁部地域、青野原-煤ヶ谷断層と青根-相模湖断層には含まれた地域を丹沢東部地域、青根-相模湖断層の北側の地域を丹沢北部地域(金子ほか, 1983)とした(Fig. 2)。

Table 1 Comparison table of the stratigraphic works in the studied area. 研究地域における研究史比較表(II).

丹 沢 東 部 地 域 研 究 史 比 較 表												
時代	本 研 究	島津光夫ほか (1971)			ISHIHARA, Hisashi (1964)			MIKAMI, Keizo (1961)				
鮮新世	落合礫岩	丹 沢 群	早戸層	落合礫岩	丹 沢 群	早戸層	落合礫岩砂岩	丹 沢 群	煤層	落合層		
中新世後期	寺家泥岩		大沢層	寺家砂岩泥岩		大沢層	寺家泥岩部層		谷層	寺家層		
中 世	谷太郎凝灰岩		大沢層	大沢凝灰岩		大沢層	谷太郎凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		
	大沢黒色砂岩		大沢層	大沢凝灰岩		大沢層	大沢凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		
	平戸凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		大沢層	大沢凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		
	茨菰山凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		大沢層	大沢凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		
新 世	不動尻凝灰岩		大沢層	不動尻 石英安山岩質 凝灰岩		大沢層	不動尻 石英安山岩質 凝灰岩		大沢層	不動尻 石英安山岩質 凝灰岩		
	水沢川黒色砂岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		大沢層	大沢凝灰岩部層		大沢層	大沢凝灰岩		
	布川火山角礫岩		布川層	布川 火山角礫岩		布川層	布川 火山角礫岩部層		布川層	布川 火山角礫岩	養毛 火山角礫岩	
	本谷川凝灰岩		本谷層	本谷凝灰岩		本谷層	本谷凝灰岩部層		本谷層	本谷凝灰岩	本谷凝灰岩部層	
中 世	大滝火山礫凝灰岩		大滝層	大滝凝灰岩		大滝層	大滝凝灰岩部層		大滝層	大滝凝灰岩	大滝凝灰岩部層	
	四十八瀬火山角礫岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩部層		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩	四十八瀬凝灰岩部層	
	塔ヶ岳凝灰岩		塔ヶ岳層	塔ヶ岳凝灰岩		塔ヶ岳層	塔ヶ岳凝灰岩部層		塔ヶ岳層	塔ヶ岳凝灰岩	塔ヶ岳凝灰岩部層	
	四十八瀬火山角礫岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩部層		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩	四十八瀬凝灰岩部層	
期	四十八瀬火山角礫岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩部層		四十八瀬層	四十八瀬凝灰岩	四十八瀬凝灰岩部層	

調査地域に分布する第三系の地層は、下位より火山角礫岩、火山礫凝灰岩を主体とし粗粒～細粒凝灰岩、枕状溶岩を挟在する火山噴出物、級化層理を示す黄緑～緑色火山礫凝灰岩、黒色砂岩を主体とする火山碎屑岩類、礫岩、泥岩よりなる非火山性堆積物によって構成される (Fig. 3).

調査地域に分布する火山岩は、主に安山岩質から玄武岩質の基性火山岩であるが、北部地域の中位層準では、石英安山岩などの中性から酸性の火山岩が特徴的に露出している。また貫入岩が、東部地域の下位層準、中位層準、東縁部の下位層準に貫入しており、岩質は基性から中性である。

調査地域の地質構造は、北部地域では全体的に東西から北東-南西方向の走向で北に傾斜する、舟久保周辺では北東-南西方向の向斜軸を有する褶曲構造をなす。東部地域では全体的に北北西-南南東の走向で東に傾斜する東方上位の単斜構造をなすが、茨菰山付近では、北東-南西方向の走向で北西に傾斜し逆転している。また牧野北方では走向は、ほぼ東西方向から北北東-南南西まで変化し北に傾斜する。東縁部地域では、南部では北北西-南南東方向の走向を有し、北部では北西-南東方向の走向を有し、南部・北部ともに東に傾斜する東方上位の単斜構造をなす。

Table 1 Comparison table of the stratigraphic works in the studied area.
研究地域における研究史比較表(III)。

丹 沢 東 縁 部 地 域 研 究 史 比 較 表									
時代	本 研 究	島津光夫ほか (1968)		ISHIHARA, Hisashi (1964)			MIKAMI, Keizo (1961)		
鮮新世	石老山礫岩	愛	石老山礫岩	愛	石	石老山礫岩砂岩部層	愛	中	石老山礫岩砂岩
中新世後期	鮑子層				老	石老山礫岩砂岩礫岩部層			
中	半原火山礫凝灰岩	川	中	川	山		川	津	中津峡凝灰岩
新	経ヶ岳層				層	中津峡凝灰岩部層			
世	中津峡火山角礫岩				中	中津峡火山角礫岩部層			
中	舟沢凝灰岩				津	中津峡泥岩砂岩部層 市道泥岩砂岩部層 順礼峠礫岩砂岩部層			
期	宮ヶ瀬火山角礫岩	群	火	群	峡	舟沢層	層	層	舟沢層
					層	宮ヶ瀬層			

3. 地 質 各 論

A. 丹沢北部地域

A-1 秋山層 (Akiyama Formation)

命名：島津ほか(1971)命名

模式地：山梨県南都留郡秋山村の秋山川流域

層厚：3500m 以上

分布および岩相：本層は、山梨県南都留郡秋山村金山、安寺沢流域、神奈川県津久井郡藤野町綱子、峰山、中尾、大久和北東の川上川、管井西方、長又、津久井町青根に分布する。

本層は、塊状の基性安山岩質火山角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩、粗粒から細粒の凝灰岩、泥岩、安山岩溶岩を挟在する。火山角礫岩は、黒色、赤紫色、暗緑色を呈する火山礫と、2mm から 4mm の輝石斑晶および 2mm から 4mm の斜長石斑晶を有する基性安山岩の角礫を含む。基質は、暗緑色を呈する粗粒凝灰岩である。火山角礫岩は、一般に塊状であるが安寺沢上流に分布する本層上部のものは、火

山礫凝灰岩、粗粒凝灰岩と互層する。川上川河床に露出する火山角礫岩中には、一部で石英閃緑岩の異質角礫を混在する。溶岩は、4mm から 8mm の輝石斑晶および 2mm から 4mm の斜長石斑晶を有する基性安山岩で、一部で火山角礫岩に移化する。

本層中部には、白色から淡緑色を呈する酸性の粗粒凝灰岩、泥岩を挟在するが、これは安寺沢酸性凝灰岩部層として区別する。

本層は、北東-南西から東西方向の走向を有し、北に 60°から 70°傾斜するが、分布地域南部では一部地層が逆転し、南に 70°から 80°傾斜する。

層序関係：本層は、四方津層に不整合におおわれる。下限は、断層関係で不明。

A-1a 安寺沢酸性凝灰岩部層 (Aterazawa Acidic-tuff Member)

命名：安寺沢酸性凝灰岩として、島津ほか(1971)命名

模式地：山梨県南都留郡秋山村の安寺沢上流

層厚：220m

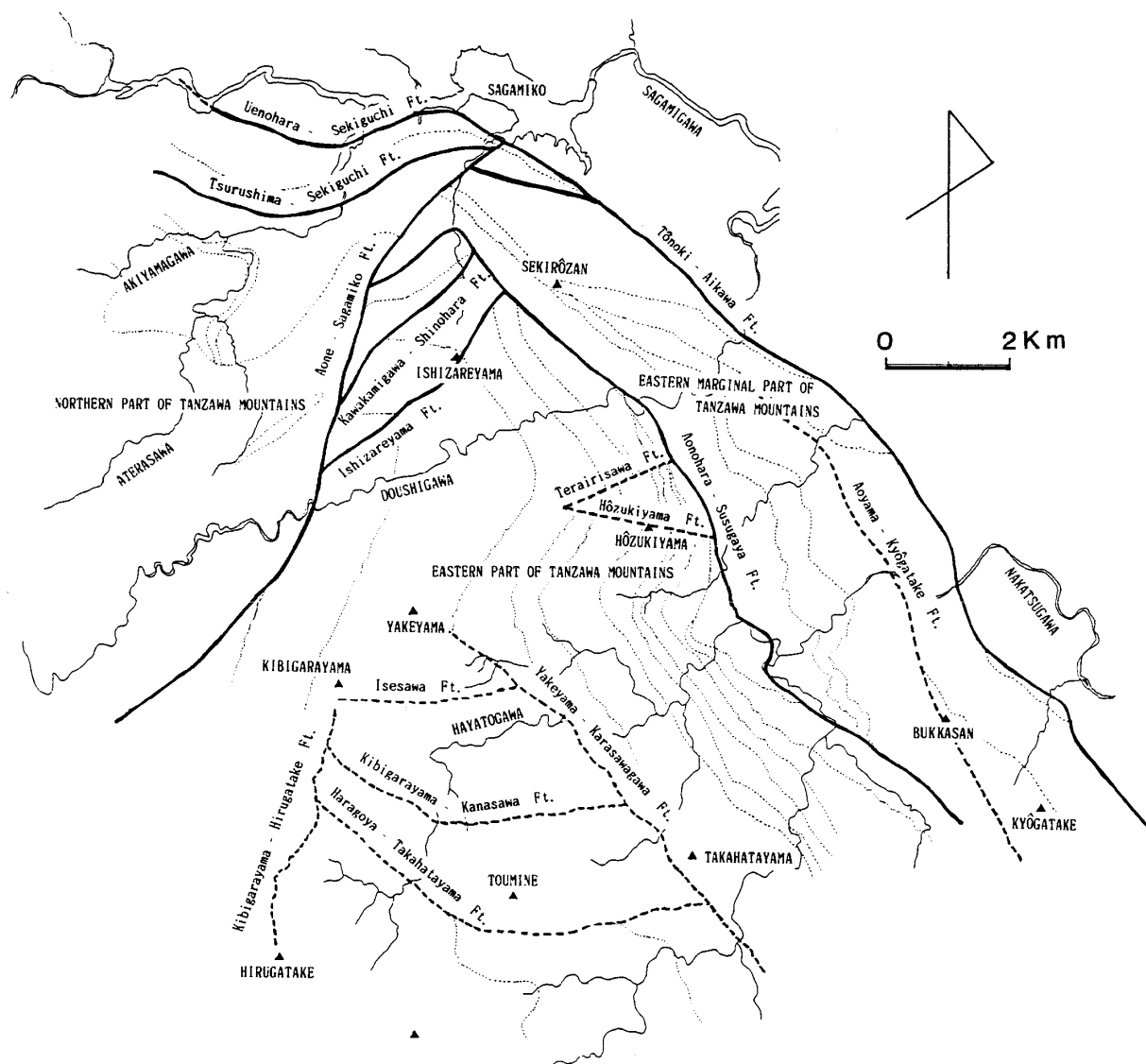


Fig. 2 Distribution of the faults in the studied area. 研究地域の地域区分と断層。

分布および岩相：本部層は、神奈川県津久井郡藤野町綱子南方および東方，小舟西方に分布する。

本部層は，下位より暗緑色を呈する粗粒凝灰岩，塊状の黒色泥岩，黄緑色を呈する火山礫凝灰岩，平行葉理の発達する白色から褐色を呈する粗粒凝灰岩からなる。火山礫凝灰岩は，一部軽石質で黒色のパッチを含む。

本部層は，東西方向の走向を有し，北に 60°前後傾斜する。

層序関係：本部層は，秋山層の中部に挟在する。

A-2 四方津層 (Shiotsu Formation)

命名：島津ほか(1971)命名

本論文では，島津光夫ほか(1971)命名の四方津層

下部構成部層の杖突酸性凝灰岩と，秋山層上部構成部層の千足火山礫凝灰岩の上部は，ともに酸性の火山岩および火山碎屑岩類よりなることから，これらをあわせたものを，四方津層として再定義する。

模式地：山梨県北都留郡上野原町鶴島から田野入，落合，南都留郡秋山村桜井に至る林道沿い。

層厚：1000m

分布および岩相：本層は，模式地周辺および，一古沢，神奈川県津久井郡藤野町日向，小津久，奥牧野，舟久保，大鐘，堂地，吉原，馬本，新和田に分布する。

本層は，淡緑色を呈する石英安山岩質の火山礫凝灰岩を主体とし，石英安山岩質溶岩，火山角礫岩，

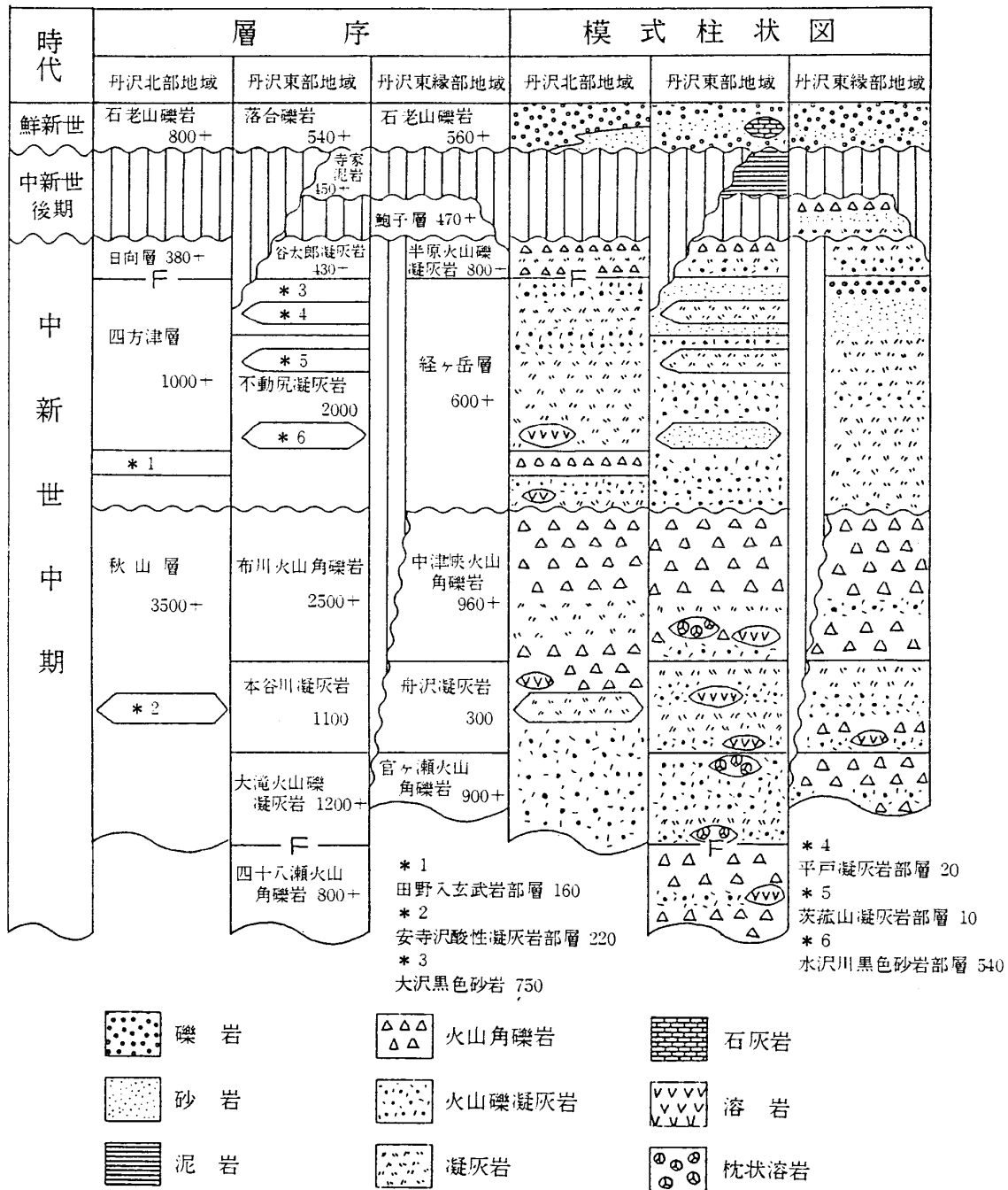


Fig. 3 Schematic columnar sections in each area and their correlation. The number in the columnar section indicates the thickness of the formation in meters. 各地域の対比と模式柱状図。数字は、層厚(m).

粗粒から細粒凝灰岩、泥岩、安山岩溶岩、玄武岩質凝灰岩および凝灰角礫岩を挟する。石英安山岩質火山礫凝灰岩には、級化層理が発達し、上部には淡緑色を呈する硬質細粒の凝灰岩がしばしば挟在する。安山岩溶岩は、灰色から茶褐色を呈し層理にほぼ垂直な柱状節理が発達する。

模式地では、下位より柱状節理の発達する安山岩

溶岩、粗粒から細粒の凝灰岩、淡緑色を呈する火山礫凝灰岩、柱状節理の発達する安山岩溶岩、淡緑色を呈する火山礫凝灰岩から粗粒凝灰岩、黒色を呈する泥岩、玄武岩質凝灰岩から火山角礫岩、柱状節理の発達する安山岩溶岩、石英安山岩質溶岩、粗粒から細粒の凝灰岩、石英安山岩質火山角礫岩、粗粒から細粒の凝灰岩からなる。

なお本層下部に挟在する、玄武岩質の凝灰岩および火山角礫岩は、田野入玄武岩部層として区別できる。

本層は、分布地域北部では西北西－東南東から東北東－西南西方向の走向で、北に 60°から 80°傾斜する。奥牧野付近では北北東－南南西方向の走向で、東に 40°から 70°傾斜する。舟久保付近では北東－南西方向の軸をもつ向斜構造をなし、舟久保の南東では東西から東北東－西南西方向の走向で、北に 30°傾斜する。

層序関係：本層は、秋山層を不整合におおう。上位の日向層とは、断層関係である。

A-2a 田野入玄武岩部層 (Tanoiri Basalt Member)

命名：田中 (1977MS) 命名

模式地：山梨県北都留郡上野原町田野入の金山川下流

層厚：160m

分布および岩相：本部層は、模式地周辺および、神奈川県津久井郡藤野町小津久西方、舟久保に分布する。

本部層は、黒色から暗緑色を呈する玄武岩質火山角礫岩、火山礫凝灰岩を主体とし、玄武岩溶岩、粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。溶岩は、暗緑色を呈する無斑晶玄武岩で、球形の白色杏仁が発達する。

本部層は、小津久西方では西北西－東南東方向の走向で、北に約 60°傾斜する。小津久東方では北北東－南南西方向の走向で、東に 45°から 70°傾斜する。

層序関係：本部層は、四方津層の下部に挟在する。

A-3 日向層 (Hinate Formation)

命名：福田・篠木 (1952) 命名

模式地：神奈川県津久井郡藤野町日向の町道沿い

層厚：380m 以上

分布および岩相：本層は、山梨県北都留郡上野原町鶴島、模式地周辺、芝田南方、杉南方、日連南方、相模湖南岸の町道沿い、および青田、日連から名倉に至る相模川流域に分布する。

本層は、黒色から褐色を呈する輝石安山岩ないし玄武岩質の凝灰角礫岩、火山角礫岩を主体とし、同質凝灰岩、溶岩、凝灰質砂岩、泥岩を挟在する。火山角礫岩は、2mm から 4mm の斜長石斑晶を多数含

む安山岩角礫、2mm から 4mm の輝石斑晶および 1mm の斜長石斑晶を含む基性安山岩角礫、赤色から褐色を呈する火山礫を含む。基質は、粗粒凝灰岩からなる。

鶴島から田野入に至る町道の東の沢では、下位より層理が明瞭な凝灰質砂岩、塊状の基性安山岩質火山角礫岩、粗粒凝灰岩から火山角礫岩、60cm 大の安山岩角礫を含む火山角礫岩からなる。

本層の上位の石老山礫岩との境界付近では、火山角礫岩、粗粒の凝灰岩の角礫を含む泥岩が露出しており、その中に貝化石の破片を含む。

本層は、西北西－東南東から東北東－西南西の走向で、北に 50°から 70°傾斜する。

層序関係：本層は、石老山礫岩に不整合におおわれる。下位の四方津層とは、断層関係である。

A-4 石老山礫岩 (Sekirozan Conglomerate)

東縁部地域の石老山礫岩が北部地域にまで及んでいるので東縁部地域の項であわせて述べる。

B. 丹沢東部地域

B-1 四十八瀬火山角礫岩 (Shijûhasse Volcanic-breccia)

命名：新称。本層は、島津ほか (1971) 再定義の四十八瀬川層上部構成部層の四十八瀬凝灰岩上部が火山角礫岩が主体であることから、四十八瀬火山角礫岩として命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川上流原小屋沢

層厚：800m 以上

分布および岩相：本層は、模式地周辺、カヤク沢および蛭ヶ岳から袖平山に続く稜線上に分布する。

本層は、基性安山岩質火山角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩、安山岩溶岩、粗粒から中粒の凝灰岩を挟在する。火山角礫岩は、4mm から 8mm の輝石斑晶および 2mm から 3mm の斜長石斑晶を含む暗灰色を呈する基性安山岩の 10cm から 15cm の亜角礫を含む。基質は、粗粒から中粒の緑色を呈する凝灰岩である。火山角礫岩は、一般に塊状であるが、一部級化層理の発達するところがある。

原小屋沢では、下位より塊状火山角礫岩、塊状火山礫凝灰岩、塊状火山角礫岩、細粒凝灰岩からなる。

カヤク沢では、下位より塊状火山角礫岩、暗灰色

LEGEND

NORTHERN PART OF TANZANIA MOUNTAINS

- Sekirozan Conglomerate
- Himate Formation
- Shiotsu Formation
- Tanofiri Basalt Member
- Akiyama Formation
- Aterazawa Acidic-tuff Member

EASTERN PART OF TANZANIA MOUNTAINS

- Ochini Conglomerate
- Jike Mudstone
- Yatarou Tuff
- Osawa Black-sandstone
- Hirado Tuff Member
- V-V-Iir
- Fudojiri Tuff
- Hozukiyama Tuff Member
- Mizusanogawa Black-sandstone Member
- Nunokoma Volcanic-breccia
- Hontaniyama Tuff
- Otaki Lapilli-tuff
- Shijubasse Volcanic-breccia

EASTERN PARTIAL PART OF TANZANIA MOUNTAINS

- Sekirozan Conglomerate
- Aoiike Formation
- Hanbara Volcanic-breccia
- Kyogatake Formation
- Naka-tsukyo Volcanic-breccia
- Funasawa Tuff
- Miyagase Volcanic-breccia
- Kotoke Group
- Fault
- Strike & Dip



Fig. 4 Geological map and geological cross sections of the studied area. 研究地域における地質図と地質断面図.

を呈する粗粒凝灰岩、塊状火山角礫岩からなり、稜線上には、その上位にあたる級化層理を示す火山角礫岩が露出する。

蛭ヶ岳北方の稜線には、南より火山角礫岩、1mmから2mmの斜長石斑晶を含む安山岩が露出する。

本層は、東方では北北西－南南東方向の走向を有するが、西方に向かうにつれて走向は、反時計回りに変化し、袖平山東方の稜線沿いでは、東北東－西南西方向の走向で北に25°から60°傾斜する。

層序関係：本層は、上位の大滝火山礫凝灰岩とは、断層関係である。下限は、調査地域外のため不明。

B-2 大滝火山礫凝灰岩 (Ôtaki Lapilli-tuff)

命名：新称。島津ほか(1971)命名の本谷川層下部構成部層の大滝凝灰岩を、火山礫凝灰岩が主体であるので、大滝火山礫凝灰岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川上流の大滝

層厚：1200m 以上

分布および岩相：本層は、神奈川県津久井郡津久井町の小屋戸沢中流域、早戸川上流、カヤク沢、原小屋沢、水晶クズレ沢、本谷沢、大滝沢、セドノ沢および中津川支流塩水川上流に分布する。

本層は、塊状の火山礫凝灰岩を主体とし、層理の発達した粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。分布地域南部では、枕状溶岩、玄武岩溶岩、塊状の凝灰角礫岩を挟在する。

模式地では、本層は下位より塊状の火山礫凝灰岩、基性安山岩溶岩、塊状の火山礫凝灰岩、玄武岩溶岩、粗粒から細粒の凝灰岩が露出する。本層中に分布する火山岩は、無斑晶質玄武岩、2mmから4mmの輝石斑晶を有する玄武岩が主である。まれに4mmから8mmの輝石斑晶を有する玄武岩が露出する。枕状溶岩は、原小屋沢上流、カヤク沢上流、原小屋沢カヤク沢出合付近、原小屋沢水晶クズレ沢出合付近、原小屋沢大滝沢出合付近、大谷沢上流、塩水川上流の7地点において露出する。

本層と上位層の境界は、早戸川沿いで見られここでは粗粒から細粒の凝灰岩の露出がなくなり、上位層の塊状の火山角礫岩が露出する。塩水川上流では、全体的に粒度が細粒化して上位層に漸移する。

本層中の細粒凝灰岩には、有孔虫化石が薄片中に

観察される。また小屋戸沢流域では、角閃石安山岩、閃緑岩の岩脈が、大滝沢原小屋沢出合付近では、角閃石安山岩の岩脈が貫入する。

本層は、分布地域北部では南北方向の走向で東に20°から60°傾斜する。分布地域中部では西北西－東南東方向の走向を有し、分布地域南部では北西－南東方向の走向を有し、東に35°から70°傾斜する。

層序関係：本層は、断層で下位の四十八瀬火山角礫岩と接する。また本谷川凝灰岩に整合におおわれる。

B-3 本谷川凝灰岩 (Hontanigawa Tuff)

命名：MIKAMI (1961) 命名の本谷川層上部構成部層の本谷川凝灰岩を層として再定義する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の塩水川。

層厚：1100m

分布および岩相：本層は、神奈川県津久井郡津久井町黍殻山西方、荒井、菅井東方、愛甲郡清川村塩水川流域および西峰付近に分布する。

本層は、層理の発達した緑色を呈する火山礫凝灰岩を主体とし、玄武岩溶岩、基性安山岩溶岩、基性安山岩質凝灰角礫岩を挟在する。緑色を呈する火山礫凝灰岩は、赤色、黒色、褐色を呈する岩片、白色を呈する軽石を含む。また層理が発達し、上部には平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩を伴う。玄武岩溶岩は、無斑晶質で球形の白色杏仁が発達し、灰緑色を呈する。基性安山岩溶岩は、2mmから4mmの輝石斑晶、1mmから2mmの斜長石斑晶を有する。凝灰角礫岩は、礫径5cmから50cmの基性安山岩の垂角礫を含む。基質は、緑色を呈する粗粒凝灰岩である。

本層は、分布地域北部の橋津原東方の沢では、下位より暗緑色を呈する塊状の火山礫凝灰岩、火山角礫岩、灰色を呈する凝灰質砂岩と火山礫凝灰岩の互層、基性安山岩溶岩、塊状の凝灰角礫岩、石英安山岩質凝灰角礫岩、黄緑色を呈する火山礫凝灰岩、基性安山岩溶岩、層理の発達した黄緑色を呈する粗粒凝灰岩から火山礫凝灰岩、平行葉理の発達する細粒凝灰岩、黄緑色を呈する火山礫凝灰岩からなる。

分布地域南部の塩水川沿いの林道では、下位より基性安山岩溶岩、粗粒から細粒の凝灰岩、薄い凝灰角礫岩を挟在する粗粒から細粒の凝灰岩と火山礫凝

灰岩の互層，無斑晶質玄武岩溶岩，基性安山岩質凝灰角礫岩，基性安山岩溶岩，火山礫凝灰岩と粗粒から細粒の凝灰岩との互層からなる．見かけ上同一層準の西峰・中峰・東峰の稜線上では，西峰付近で粗粒の凝灰岩が露出する他は，中峰以東では塊状の火山角礫岩のみが露出する．

塩水川中流の本層は，角閃石安山岩の岩脈に貫れる．

本層は，分布地域北部では，北北東－南南西方向の走向で地層が逆転し西に 70°から 80°傾斜する．分布地域南部では，南北から北北西－南南東方向の走向で東に 35°から 65°傾斜する．

層序関係：本層は，大滝火山礫凝灰岩を整合におおひ，布川火山角礫岩に整合におおわれる．

B-4 布川火山角礫岩 (Nunokawa Volcanic breccia)

命名：見上(1958)命名の唐沢川層下部構成部層の布川火山角礫岩を，層として再定義する．

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の中津川布川出合付近の林道沿い．

層厚：2500m 以上

分布および岩相：本層は，神奈川県津久井郡藤野町川上，石砂山西方および南方，伏馬田，津久井町長野，西野々，焼山，黍穀山，早戸川中流域，金沢上流域に分布する．

本層は，玄武岩質から基性安山岩質の火山角礫岩を主体とし，粗粒から中粒の凝灰岩，火山礫凝灰岩，玄武岩溶岩，基性安山岩溶岩を挟在する．主体となる火山角礫岩は，塊状で黒色，赤褐色，暗緑色を呈する礫径 10cm から 20cm の亜角礫，白色杏仁の発達する無斑晶質玄武岩角礫，2mm から 4mm の輝石斑晶および斜長石斑晶を有する基性安山岩角礫を含む．基質は，暗緑色を呈する粗粒凝灰岩である．玄武岩溶岩は，球形の白色杏仁が発達する無斑晶質のものと，1mm から 2mm の輝石斑晶を有するものがあり，模式地付近および分布地域北部の西沢中流域では枕状溶岩として露出する．基性安山岩溶岩は，2mm から 4mm の輝石斑晶および 1mm から 2mm の斜長石斑晶を含む．

本層は，分布地域北部の荒井南方の沢では，下位より礫径 30cm の玄武岩および安山岩の角礫を含む

凝灰角礫岩，暗緑色を呈する火山礫凝灰岩，1mm から 2mm の輝石斑晶を有する玄武岩溶岩，火山角礫岩，粗粒から細粒の凝灰岩，安山岩溶岩からなり，焼山－黍穀山の稜線に至る．

焼山の北東部では，下位より輝石の斑晶を基質中に含む火山礫凝灰岩，粗粒凝灰岩，輝石斑晶を多数有する玄武岩の角礫および基性安山岩の角礫を含む火山角礫岩，黄緑色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩，枕状溶岩からなる．

道志川沿いでは，下位より淡緑色を呈する軽石を含む火山礫凝灰岩，火山角礫岩，基性安山岩質凝灰角礫岩，基性安山岩質溶岩，黒色を呈する粗粒の凝灰岩，玄武岩質火山角礫岩からなる．

小舟東方の川上川および川上付近では，球形の白色杏仁の発達する玄武岩の角礫を含む火山角礫岩からなる．

分布地域北部の中津川沿いでは，下位より基性安山岩質凝灰角礫岩，玄武岩質火山角礫岩，玄武岩溶岩（一部枕状溶岩），級化層理を有する凝灰岩からなる．

中峰から東に延びる稜線沿いでは，桶小屋の頭付近まで塊状の火山角礫岩が露出する．

金沢沿いでは，無斑晶質玄武岩を挟在する火山角礫岩，平行葉理の発達する灰緑色から茶褐色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩，基性安山岩溶岩，火山角礫岩，級化層理の発達する凝灰岩からなる．

早戸川沿いでは，玄武岩質火山角礫岩，玄武岩溶岩，基性安山岩質火山角礫岩，平行葉理の発達する粗粒から中粒の凝灰岩，基性安山岩質火山角礫岩，塊状の粗粒から中粒の凝灰岩，基性安山岩質火山角礫岩，級化層理の発達する凝灰岩からなる．

伊勢沢沿いの林道では，下位より基性安山岩質火山角礫岩，無斑晶玄武岩，基性安山岩質火山角礫岩，平行葉理の発達した中粒凝灰岩，基性安山岩質火山角礫岩，級化層理の発達する凝灰岩からなる．

本層は，輝石安山岩，角閃石安山岩，ハンレイ岩の岩脈に貫かれる．

本層は，分布地域北部の道志川南方では，北北東－南南西方向の走向で地層が逆転し，西に 50°から 80°傾斜する．道志川北方では北西－南東の走向を有す

るが、石砂山西方では東西の走向を有し、北に 70°から 80°傾斜する。川上付近では、南北の走向で西に 70°前後傾斜する。分布地域南部では、全体的に北北西—南南東から東西の走向で、北東へ 35°から 70°傾斜する。中津川流域、金沢流域、早戸川中流域、伊勢沢流域では、北北西—南南東の走向を有し、早戸川流域、荒沢流域では反時計まわりに変化し、北西—南東から東西の走向を有する。

層序関係：本層は、本谷川凝灰岩を整合におおい、不動尻凝灰岩に不整合におおわれる。

B-5 不動尻凝灰岩 (Fudôjiri Tuff)

命名：新称。渡部ほか(1952)命名の不動尻層と、見上(1958)命名の唐沢川層上部は、いずれも級化層理を示す凝灰岩を主体とし、岩質にも差はないので、まとめて不動尻凝灰岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川中流。
層厚：2000m

分布および岩相：本層は、模式地付近から北北西—南南東方向に帯状に分布するほか、津久井町西沢上流、寺入沢流域、藤野町石砂山東方および北方、篠原、茨菰山周辺に分布する。

本層は、黄緑色を呈する、火山礫凝灰岩から細粒の凝灰岩へと級化する凝灰岩を主体とし、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩、黄緑色から茶色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。主体となる級化層理の発達する凝灰岩は、分布地域北部においては単層の厚さが 5m から 10m で、厚さが 10m 以上のものは下部が火山角礫岩で構成される。分布地域南部では、単層の厚さが 4m から 15m で、下位層準では 5cm から 20cm の茶色から黒色を呈する凝灰岩の扁平礫を持つ。凝灰岩の粒径は南方ほど粗粒になる。挟在する級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩は、上位の大沢黒色砂岩の主体をなす火山岩質砂岩と同質であり、挟在する枚数は上位に向い増加する。この砂岩には、有孔虫化石が鏡下で観察される。黄緑色を呈する火山礫凝灰岩は、淡緑色から白色または淡紅色を呈する軽石を含み、軽石質である。

本層は、分布地域北部の道志川北方の沢では下位より級化層理が発達し黄緑色を呈する火山礫凝灰岩、黒色火山岩質砂岩、淡紅色を呈する軽石を含みやや赤味を帯る級化層理の発達する火山礫凝灰岩から細

粒凝灰岩、平行葉理の発達する粗粒凝灰岩、級化層理の発達する火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩と、平行葉理の発達する白色から淡緑色を呈する粗粒凝灰岩、黒色火山岩質砂岩、級化層理の発達する火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩からなる。

篠原南部では、下位より級化層理の発達する火山角礫岩から細粒凝灰岩、火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩、黒色火山岩質砂岩からなる。

篠原北部では、下位より級化層理の発達する軽石質の火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩、黒色火山岩質砂岩、平行葉理の発達する白色から茶色を呈する粗粒凝灰岩からなる。

分布地域南部の伊勢沢林道沿いでは、下位より級化層理が発達し緑色を呈する凝灰岩、層理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩、級化層理が発達し黄緑色を呈する火山礫凝灰岩、層理が発達し黄緑色から茶褐色を呈する細粒凝灰岩、級化層理が発達し黄緑色を呈する火山礫凝灰岩からなり、その上位には、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩が漸移的に重なる。

層理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩は、伊勢沢林道沿いと、500m 南方の林道沿いのみに露出し、南方の見かけ上同一層準には、下位の布川火山角礫岩を構成する地層が分布する。級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩は、分布地域南部では、粗粒から細粒の凝灰岩に移化し、またこれより上位の岩相は、分布地域南部ほど粗粒になる。

本層は、輝石安山岩の岩脈に貫かれる。

本層中に挟在する級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩と平行葉理が発達し、黄緑色から茶褐色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩は、特徴的な岩相で広く追跡できることからそれぞれ、水沢川黒色砂岩部層、茨菰山凝灰岩部層として区別する。

本層は、分布地域北部では全体的に南北方向の走向を有し、寺入沢以北、篠原以南にかけては北西—南東から南北の走向で東に 70°から 90°傾斜し、一部逆転し西に 70°から 90°傾斜する。分布地域南部の水沢川以南では、北北西—南南東方向の走向で北へ 40°から 80°傾斜する。茨菰山付近、青野原付近では、岩相の分布が東西方向にずれる。

層序関係：本層は、布川火山角礫岩を不整合にお

おい、大沢黒色砂岩に整合におおわれる。

B-5a 水沢川黒色砂岩部層 (Mizusawagawa Black-sandstone Member)

命名：新称。不動尻凝灰岩に挟在する級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩は、特徴的な岩相で広く追跡できることから新たに水沢川黒色砂岩部層として命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の水沢川支流伊勢沢。

層厚：540m

分布および岩相：本部層は、模式地周辺、早戸川中流域、茨菰山西方に分布する。

本部層は、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩を主体とし茶灰色を呈する粗粒凝灰岩、緑色を呈する火山礫凝灰岩を挟在する。分布地域南部の早戸川南方では、本部層は不動尻凝灰岩の茶褐色から緑色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩へ側方変化する。

層序関係：本部層は、不動尻凝灰岩の下部に挟在する。

B-5b 茨菰山凝灰岩部層 (Hôzukiyama Tuff Member)

命名：新称。不動尻凝灰岩に挟在する平行葉理の発達する凝灰岩は、特徴的で広く追跡できることから新たに茨菰山凝灰岩部層として命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川林道沿い。

層厚：10m

分布および岩相：本部層は、津久井町下原の南東および北西、藤野町中沢、茨菰山南方、東方および北方、水沢川より南方では北北西－南南東方向の走向を持ち、追跡できる。

本部層は、黄緑色を呈する細粒凝灰岩を本体とする。

分布地域北部の中沢およびその南方の沢では、下位より平行葉理が発達し白色または黄緑色と茶褐色の縞状を呈する厚さ 7m の粗粒から細粒の凝灰岩、黄緑色と灰色の縞状を呈する厚さ 2.5m の細粒凝灰岩、その上位に本体である厚さ 80cm の黄緑色を呈する硬質な細粒凝灰岩からなる。

分布地域南部の早戸川林道沿いでは、下位より黄緑色から茶褐色を呈する厚さ 7m 単層の厚さ 20cm

の細粒凝灰岩、白色と緑色の縞状を呈する厚さ 2m の細粒凝灰岩、その上位に本体である厚さ 1m の黄緑色を呈する細粒凝灰岩からなる。

本部層中の本体である黄緑色を呈する細粒凝灰岩は、分布地域の南部へいくほど薄層化し、分布地域南部の中津川河岸では厚さが約 50cm となる。

層序関係：本部層は、不動尻凝灰岩の上部に挟在する。

B-6 大沢黒色砂岩 (Ôsawa Black-sandstone)

命名：新称。渡部ほか(1952)命名の大沢層を、その主体が黒色火山岩質砂岩であるので、大沢黒色砂岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川下流。

層厚：750m

分布および岩相：本層は、津久井町青野原、藤野町牧馬、篠原、梶野、平戸から平戸の南南東の中津川流域まで帯状に分布する。

本層は、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩を主体とし、黄緑色から茶褐色を呈する火山礫凝灰岩から細粒凝灰岩、黄緑色から緑色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。本層の主体となる黒色火山岩質砂岩は、粗粒から細粒へと級化層理を持つ。粗粒な火山岩質砂岩は、一部黒色、赤褐色、暗緑色を呈する火山礫を含む火山礫凝灰岩に漸移する。

本層は、分布地域北部の篠原では、下位より塊状で黒色を呈する泥岩、黒色を呈する火山礫凝灰岩、級化層理が発達し黒色を呈する火山礫凝灰岩から細粒の火山岩質砂岩、級化層理の発達する粗粒から細粒の黒色火山岩質砂岩からなる。

分布地域南部の早戸川下流の本層は、下位より緑色から黄緑色を呈し、層理の発達する凝灰岩を挟在する黒色火山岩質砂岩、細粒の黒色火山岩質砂岩、黄緑色から茶褐色を呈する中粒から細粒の凝灰岩を挟在する黒色火山岩質砂岩からなる。

本層の主体となる黒色火山岩質砂岩の粒度は、分布地域の南部へいくほど粗粒になる。また黒色火山岩質砂岩には、有孔虫化石が薄片中に観察され、また石灰質ナンノ化石も産出する。

本層中に挟在する緑色を呈する中粒から細粒の凝灰岩は、特徴的な岩相で広く追跡できることから平戸凝灰岩部層として区別する。

本層は、分布地域北部の篠原では東北東－西南西方向の走向で北に 80°前後傾斜する。梶野付近では、北北西－南南東方向の走向でほぼ直立する。分布地域南部の平戸付近では、北東－南西方向の走向で地層が逆転し北西に 65°前後傾斜する。早戸川以南では、北北西－南南東方向の走向で東に 60°から 80°傾斜する。

層序関係：本層は、不動尻凝灰岩を整合におおい、谷太郎凝灰岩に整合におおわれる。

B-6a 平戸凝灰岩部層 (Hirado Tuff Member)

命名：新称。大沢黒色砂岩に挟在する緑色を呈する凝灰岩は、特徴的な岩相で広く追跡できることから新たに平戸凝灰岩部層として命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町の早戸川下流北方の早戸川林道沿い。

層厚：20m

分布および岩相：本部層は、早戸川付近より北方では、平戸付近、南方では中津川沿いに分布する。

本部層は、厚さ 1m から 2m で黄緑色を呈する中粒から細粒の硬質な凝灰岩 5 枚を本体とし、級化層理の発達する黒色火山質砂岩を挟在する。同一層準では、岩質、層厚に目立った変化はない。

層序関係：本部層は、大沢黒色砂岩の中部に挟在する。

B-7 谷太郎凝灰岩 (Yatarô Tuff)

命名：新称。篠木・見上(1954)命名の谷太郎層を、各種凝灰岩から構成されることから、谷太郎凝灰岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の川弟川流域および土山峠。

層厚：430m 以上。

分布および岩相：本層は、早戸川以南では、北北西－南南東方向に帯状に分布し、早戸川以北では津久井町梶野南方、谷戸西方、御屋敷に分布する。

本層は、火山礫凝灰岩と粗粒凝灰岩を主体とし、細粒凝灰岩と火山円礫岩を挟在する。

中津川以北に分布する本層は、下位より層理の発達する粗粒凝灰岩から火山礫凝灰岩、火山円礫岩、粗粒から細粒の凝灰岩からなり、この上には上位の寺家泥岩のシルト岩が露出する。

中津川以南の川弟川の中流域では、塊状の火山礫

凝灰岩からなり、この上に上位の寺家泥岩のシルト岩が露出する。

土山峠では、下位より火山円礫岩、粗粒凝灰岩から火山礫凝灰岩、細粒凝灰岩からなり、この上に寺家泥岩のシルト岩が露出する。

本層の層厚は、早戸川付近で 60m と著しく薄くなる。

本層は、早戸川以南では北西－南東方向の走向で北東に 50°から 70°傾斜する。梶野南方では、北東－南西方向の走向で地層は逆転し北西に 60°前後傾斜する。

層序関係：本層は、大沢黒色砂岩を整合におおい、寺家泥岩に不整合におおわれる。

B-8 寺家泥岩 (Jike Mudstone)

命名：新称。渡部ほか(1952)命名の寺家層を、その主体が泥岩であることから、寺家泥岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の川弟川中流。

層厚：450m 以上。

分布および岩相：本層は、津久井郡津久井町御屋敷南方から南南西方向の愛甲郡清川村落合西方、馬場、川弟川流域に分布する。

本層は、下位より砂岩と泥岩の互層、塊状の泥岩、砂岩と泥岩の互層、塊状の泥岩、細粒の砂岩よりなり、砂岩と泥岩の互層は、級化層理が発達する。

泥岩中からは、有孔虫化石、石灰質ナンノ化石が産出する。

本層の層厚は、落合付近で著しく薄くなる。

本層は、北西－南東方向の走向で北東に 40°から 60°傾斜する。

層序関係：本層は、谷太郎凝灰岩を不整合におおい、落合礫岩に不整合におおわれる。

B-9 落合礫岩 (Ochiai Conglomerate)

命名：島津ほか(1968)命名。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村落合。

層厚：540m 以上

分布および岩相：本層は、相模湖町新戸およびその北西、津久井郡津久井町梶野北方、谷戸、御屋敷に分布する。

本層は、礫岩を主体とし、一部で砂岩と互層する。また落合の中津川河床では、石灰岩を挟在する。

本礫岩の礫は、分布地域北部の梶野周辺では、礫径 5cm から 20cm、最大 60cm の火山岩および火山碎屑岩の角礫から亜角礫、礫径 1cm から 2cm の黒色粘板岩、砂岩の円礫である。分布地域南部の落合周辺では、礫径 2cm から 20cm の緑色を呈する火山碎屑岩の角礫および、礫径 1cm から 3cm の頁岩、砂岩の扁平な円礫である。基質は、分布地域北部、南部ともに淘汰の悪い粗粒の砂岩である。

本礫岩は、一般に塊状であるが一部で淘汰の悪い粗粒の砂岩と互層する。また本礫岩中より貝化石を産出する。

本層は、梶野および南方では北北西－南南東方向の走向で東に 60°から 80°傾斜する。落合付近では、西北西－東南東方向の走向で北に 40°から 60°傾斜する。

層序関係：寺家泥岩、谷太郎凝灰岩、大沢黒色砂岩を不整合におおう。上限は、断層関係で不明。

C. 丹沢東縁部地域

C-1 宮ヶ瀬火山角礫岩 (Miyagase Volcanic breccia)

命名：新称。見上(1955)命名の宮ヶ瀬層を、火山角礫岩が主体であることから、宮ヶ瀬火山角礫岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村宮ヶ瀬

層厚：900m 以上

分布および岩相：本層は、津久井郡津久井町前戸、相模湖町新戸東方、藤野町の石老山南西斜面、篠原北方、鉢岡山、愛甲郡清川村宮ヶ瀬から北北西方向に分布する。

本層は、基性安山岩質火山角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩、粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。主体となる火山角礫岩は、分布地域北部では 2mm から 4mm の斜長石斑晶および 1mm から 2mm の輝石斑晶を有する基性安山岩の角礫、赤紫色、黒色を呈する火山礫を含む。基質は、暗緑色を呈する粗粒凝灰岩である。分布地域南部では、火山角礫岩の礫は基性安山岩の亜角礫となる。粗粒から細粒の凝灰岩は、灰色から暗灰色を呈し平行葉理が発達する。

分布地域北部の道志川沿いでは、下位より塊状の火山角礫岩、粗粒から細粒の凝灰岩、塊状の火山角礫岩または凝灰角礫岩および火山円礫岩からなる。

上位の火山角礫岩中には、5mm から 1cm の黒色粘板岩の円礫が混在する。

石老山南西斜面の沢では、下位より粗粒から細粒の凝灰岩、火山角礫岩、粗粒から中粒の凝灰岩、黒色粘板岩の円礫を含む火山角礫岩、凝灰角礫岩、平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩、凝灰角礫岩からなる。

篠原川沿いでは、下位より平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩、塊状の火山角礫岩、粗粒から細粒の凝灰岩からなる。

分布地域南部、落合南方の中津川沿いの本層は、厚さ約 2.5m の輝石安山岩の岩脈に貫かれている。

本層は、丹沢東部地域の布川火山角礫岩の基性安山岩質火山角礫岩を主体とする層準と岩相がよく似ており、岩質も同じである。

本層は、分布地域北部では北西－南東方向の走向で北に 30°から 70°傾斜する。篠原川以西では、東西から東北東－西南西方向の走向で北に 60°前後傾斜する。分布地域南部の宮ヶ瀬付近では、南北方向の走向で東に 80°傾斜する。宮ヶ瀬から落合付近では、一般に北西－南東から北北西－南南東方向の走向で北東に約 60°傾斜する。中津川沿いでは、北北東－南南西方向の走向に変化し、早戸川と中津川の出合付近では、地層が逆転しているところがある。

層序関係：本層は、舟沢凝灰岩に整合におおわれる。下限は、断層関係で不明。

C-2 舟沢凝灰岩 (Funazawa Tuff)

命名：新称。見上(1955)命名の舟沢層を、凝灰岩が主体であることから舟沢凝灰岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の中津溪谷沿い。

層厚：300m

分布および岩相：本層は、津久井郡津久井町仙洞寺山、鮑子西方、相模湖町および石老山の西南西の尾根沿い、中津溪谷付近から北北西－南南東方向に帯状に分布する。

本層は、粗粒から細粒の凝灰岩を主体とし、基性安山岩溶岩、基性安山岩質火山角礫岩および火山円礫岩、黒色泥岩、淡緑色を呈する火山礫凝灰岩を挟在する。主体となる凝灰岩は、級化層理の発達するものと平行葉理が発達し暗灰色を呈するものとがあ

る。基性安山岩は、2mmから4mmの輝石斑晶および1mmから2mmの斜長石斑晶を含み、下位の宮ヶ瀬火山角礫岩、上位の中津峡火山角礫岩の主体をなす火山角礫岩の角礫と同質である。黒色泥岩は、塊状で一部暗緑色を呈する粗粒凝灰岩をレンズ状に挟在する。

分布地域北部の仙洞寺山では、下位より黒色泥岩、粗粒から細粒の凝灰岩および火山角礫岩からなる。

石老山南西斜面の沢では、下位より黒色泥岩、火山角礫岩、平行葉理が発達し淡緑色から茶褐色の縞状を呈する粗粒凝灰岩、黒色泥岩からなる。

本層は、分布地域北部では西北西－東南東方向の走向で北に40°から60°傾斜する。分布地域南部の仙洞寺山南西斜面では、北北西－南南東方向の走向で東に24°から55°傾斜する。その南方の中津川沿いでは、北北東－南南西方向の走向で東に12°から30°傾斜する。さらに南方の宮ヶ瀬東方では、北北西－南南東方向の走向で東に60°傾斜する。

層序関係：本層は、宮ヶ瀬火山角礫岩を整合におおい、中津峡火山角礫岩に整合におおわれる。

C-3 中津峡火山角礫岩 (Nakatsukyô Volcanic-breccia)

命名：見上(1955)命名の中津峡層下部構成部層の中津峡火山角礫岩を層として再定義する。

模式地：神奈川県愛甲郡清川村の中津溪谷沿い。

層厚：960m 以上

分布および岩相：本層は、津久井郡津久井町仙洞寺山、鮑子およびその西北西、中津溪谷付近から北北西－南南東方向に帯状に分布する。

本層は、基性安山岩質火山角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩、粗粒から細粒の凝灰岩、基性安山岩を挟在する。主体となる火山角礫岩は、一般に塊状で、分布地域北部では、2mmから3mmの斜長石斑晶および1mmから2mmの輝石斑晶を有する基性安山岩の角礫および黒色、赤紫色、暗緑色を呈する火山礫を含む。基質は、暗緑色を呈する粗粒凝灰岩である。また一部で、火山礫凝灰岩ないしは粗粒凝灰岩に漸移する。分布地域南部では、1mmから2mmの斜長石斑晶および2mmから4mmの輝石斑晶を有する礫径10cmから20cmの安山岩の亜角礫を含む。基質は、粗粒凝灰岩である。また礫質は、下位の宮

ヶ瀬火山角礫岩、舟沢凝灰岩中の火山岩と同質である。

本層は、分布地域北部の仙洞寺山林道では、下位より塊状の火山角礫岩、火山礫凝灰岩から粗粒凝灰岩、塊状の火山角礫岩から火山礫凝灰岩、平行葉理の発達する粗粒凝灰岩、塊状の火山礫凝灰岩からなる。

道志川沿いでは、下位より塊状の火山礫凝灰岩、粗粒から細粒の凝灰岩、火山角礫岩、粗粒から細粒の凝灰岩からなる。

道志川南西の沢では、下位より塊状の火山角礫岩から火山礫凝灰岩、粗粒から細粒の凝灰岩からなる。

分布地域南部の仏果山南西斜面では、塊状の火山角礫岩が露出する。この塊状の火山角礫岩と、見かけ上同一層準の経ヶ岳付近には、粗粒から細粒の凝灰岩などの凝灰岩類が分布する。

本層は、丹沢東部地域の布川火山角礫岩と岩相が酷似し、岩質も同じである。

本層は、分布地域北部では北西－南東から東西方向の走向で北に30°から70°傾斜する。分布地域南部では、全体的に北北西－南南東から西北西－東南東方向の走向で北東に20°から80°傾斜し、仙洞寺山周辺では西北西－東南東から東西方向の走向で北に40°から55°傾斜する。この南方の中津川沿いでは、走向は時計回りに変化し南北から北西－南東方向の走向で東に20°から40°傾斜する。さらに南方の仏果山付近では、北西－南東方向の走向で北東に60°から80°傾斜する。

層序関係：本層は、舟沢凝灰岩を整合におおう。上限は、分布地域北部では上位の鮑子層に不整合におおわれ、分布地域南部では、上位の経ヶ岳層および半原火山礫凝灰岩と断層で接する。

C-4 経ヶ岳層 (Kyôgatake Formation)

命名：新称。見上(1955)命名の中津峡層上部構成部層の中津峡凝灰岩の下部を、上部の火山礫凝灰岩を主体とする岩相が異なるため、経ヶ岳層として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡愛川町の半原越

層厚：600m 以上

分布および岩相：本層は、仏果山、経ヶ岳、模式地周辺に分布する。

本層は、下部が厚い茶褐色を呈する塊状の細粒凝灰岩、中部が黄緑色を呈する火山礫凝灰岩と暗灰色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩との互層、上部が級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩より構成される。上部の黒色火山岩質砂岩は、有孔虫化石を含み厚さ1mの礫岩層を挟在する。この礫岩層の礫は、礫径2cmから3cmの円摩度の良い黒色を呈する扁平礫である。基質は、量的に非常に少なく白色の結晶が晶出している。上位の石老山礫岩の礫岩と比較すると、石老山礫岩中に含まれる頁岩礫のように光沢をもつ礫は少なく、基質が淘汰の悪い粗粒の砂岩であることから本層の礫岩は、石老山礫岩のものとは異なる。下部の茶褐色を呈する塊状の細粒凝灰岩は、強く破碎され白色の脈が多数入る。

本層は、丹沢東部地域の不動尻凝灰岩および大沢黒色砂岩と岩相が酷似し、岩質も同じである。

本層は、全体的に北西－南東から南北方向の走向で、東に40°から60°傾斜する。半原越付近では、南北方向の走向で東に50°前後傾斜し、経ヶ岳付近では北西－南東方向の走向で北東に40°から60°傾斜する。

層序関係：本層は、下位の中津峡火山角礫岩と断層で接し、半原火山礫凝灰岩に整合におおわれる。

C-5 半原火山礫凝灰岩 (Hanbara Lapillituff)

命名：新称。見上(1955)命名の中津峡層上部構成部層の上部を、下部の地層とは、岩相が異なるため、半原火山礫凝灰岩として新たに命名する。

模式地：神奈川県愛甲郡愛川町半原の中津溪谷沿い。

層厚：800m以上

分布および岩相：本層は、津久井町桜野から石小屋を通り北北西－南南東方向に帯状に分布する。

本層は、緑色を呈する火山礫凝灰岩を主体とし、灰緑色から暗灰色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩を挟在する。

主体となる火山礫凝灰岩は、一般に塊状であるが、上部では級化層理が発達することがある。粗粒から細粒の凝灰岩は、一般に層理が発達しているが一部塊状のところがある。

本層中から二枚貝の化石を産出する。

本層は、全体的に北西－南東方向から北北西－南

南東方向の走向で北東に40°から70°傾斜する。

層序関係：本層は、経ヶ岳層を整合におおい、鮑子層に不整合におおわれる。

C-6 鮑子層 (Abiko Formation)

命名：ISHIHARA (1964) 命名の Sekirozan Formation 下部構成部層の Abiko tuff, sandstone and conglomerate member と上部構成部層の Sekirozan conglomerate and sandstone member の下部は、礫岩、砂岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩などの各種岩相から構成されることから、合わせて鮑子層として新たに命名する。

模式地：神奈川県津久井郡津久井町鮑子から横浜水道沈殿池にかけての道志川沿岸。

層厚：470m以上。

分布および岩相：本層は、津久井町青山、鮑子、相模湖町寸沢嵐、石老山山頂付近、藤野町鉢岡山東方に分布する。

本層は、下位より礫岩、平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩、細礫岩と凝灰質砂岩との互層、安山岩質火山角礫岩、安山岩質凝灰岩、細礫岩と凝灰質砂岩との互層、安山岩質凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、細礫岩、平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩からなる。最下部の礫岩は、塊状で淘汰のよい中礫大の亜円礫からなり、礫質は、黒色粘板岩、灰色を呈する砂岩である。基質は、灰色を呈する粗粒から中粒の砂岩で固結度が高い。凝灰質砂岩と互層をなす細礫岩の基質は、凝灰質砂岩で固結度は低い。

本層は、篠原川では下位より2cmから3cmの亜円礫からなる塊状の礫岩、安山岩質火山角礫岩、平行葉理の発達する粗粒から細粒の凝灰岩、塊状の礫岩、灰色を呈する粗粒から細粒の凝灰岩、塊状の火山角礫岩からなる。

本層は、全体的に西北西－東南東方向の走向で北に45°から80°傾斜するが、分布地域南部の青山付近では一部で逆転し南に70°から80°傾斜する。

層序関係：本層は、半原火山礫凝灰岩、中津峡火山角礫岩、丹沢凝灰岩、宮ヶ瀬火山角礫岩を不整合におおい、石老山礫岩に不整合におおわれる。

C-7 石老山礫岩 (Sekirôzan Conglomerate)

命名：島津ほか(1968)命名の石老山礫岩の上部は

礫岩から構成され、下部の各種岩相からなる地層と区別できるため上部を石老山礫岩として再定義する。

模式地：神奈川県津久井郡相模湖町石老山東麓の谷山林道。

層厚：800m 以上

分布および岩相：本層は、丹沢東縁部地域および北部地域に分布する。東縁部地域では、相模湖町道志南方、石老山東斜面に分布し、北部地域では、藤野町日連、杉、芝田、向原、山梨県北都留郡上野原町鶴島に分布する。

本層は、礫岩を主体とし、粗粒の砂岩を挟在する。礫岩の礫は、黒色粘板岩および灰色を呈する砂岩の亜円礫が多く、一部安山岩の亜角礫を含む。基質は、灰色を呈する粗粒から中粒の砂岩で固結度が高い。

本層は、模式地では下位より 2cm から 3cm の亜円礫からなる淘汰のよい塊状の礫岩、最大 15cm の灰色を呈する砂岩の亜円礫を含む淘汰の悪い塊状の礫岩、礫岩と砂岩との互層、級化層理の発達する中礫岩から細礫岩、10cm から 20cm の大礫を多く含む塊状の大礫岩、2cm から 3cm の亜円礫からなる淘汰のよい塊状の礫岩、級化層理を示す礫岩、砂岩、2cm から 4cm の亜円礫からなる塊状の礫岩、扁平礫を含み級化層理の発達する礫岩、2cm から 3cm の亜円礫からなる塊状の礫岩からなる。

芝田西方では、下位より砂岩と泥岩との互層、細礫岩と砂岩との互層、塊状の礫岩、2cm から 3cm の礫からなる塊状の礫岩、2cm から 4cm の扁平礫からなる塊状の礫岩からなる。

鶴島東方の沢では、下位より 2cm から 3cm の扁平礫からなる塊状の礫岩、1cm から 2cm の礫からなる塊状の礫岩、最大 20cm の大礫を含む塊状の礫岩、扁平礫を含む礫岩、細礫岩と中礫岩との互層、礫岩と砂岩との互層、淘汰の悪い角礫岩からなる。

日連に分布する本礫岩は、2cm から 4cm の亜円礫からなり、基質は灰色を呈する粗粒から細粒の砂岩である。

本層は、丹沢東縁部地域では北北西－南南東から北西－南東方向の走向で北東に 30°から 70°傾斜する。丹沢北部地域の日連では、東北東－西南西方向の走向で北に 85°傾斜する。鶴島では、西北西－東南東方向の走向で北に 70°前後傾斜する。

層序関係：本層は、丹沢東縁部地域では、鮑子層を不整合でおおい、丹沢北部地域では、日向層を不整合でおおう。上限は、断層関係で不明である。

4. 地 質 構 造

本研究地域には、北西－南東方向の走向を有する二つの大断層と北北東－南南西方向の走向を有する一つの大断層があり、この地域を三つにわけている。研究地域全体としては、北西－南東方向の走向で北東に傾斜する等斜構造をなす。

丹沢北部地域内の地層は、全体的に東西方向から北東－南西方向の走向で北に 30°から 80°傾斜するが、奥牧野および舟久保付近に分布する四方津層は、北東－南西方向の褶曲軸を有する褶曲構造をなす。また綱子付近に分布する秋山層は、地層が逆転し南に 70°前後傾斜する。

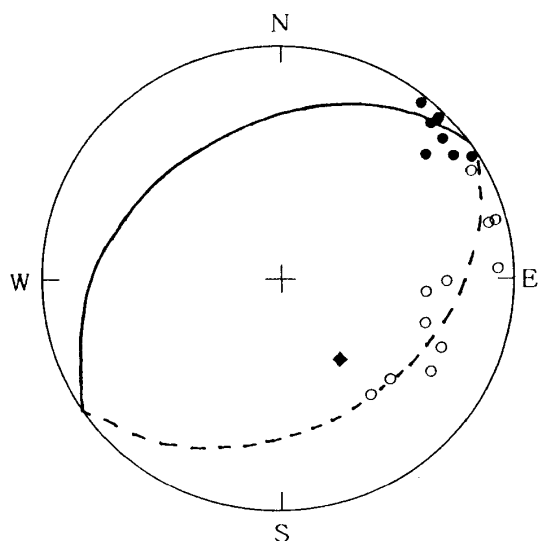
丹沢東部地域内の地層は、北部の断層で囲まれた篠原周辺では、ほぼ東西方向の走向で北に 60°から 80°傾斜するが、青野原以南では、茨菰山北方および平戸付近に褶曲軸を有する褶曲構造をなし、茨菰山および平戸周辺では、北東－南西方向から南北方向の走向で逆転し西に 50°から 90°傾斜する。地質図上では、褶曲軸が東西方向を有している様に見えるが、この褶曲の北翼の地層は逆転しており、この地域の地層面の極をステレオネット上にプロットし、地層面の極が乗る大円から褶曲軸の方向を求めると、時計回りに 144°で褶曲軸が逆転し北西に 54°プレンジしていることがわかる (Fig. 5)。

丹沢東縁部地域内の地層は、桜野以北では北西－南東方向の走向で北東に 30°から 70°傾斜し、以南では北北西－南南東方向の走向で東に 30°から 70°傾斜する。

本研究地域には、地域の境界をなす 3 本の大断層を含む 15 本の大きな断層と地質図上には、表せない多くの小断層がある。以下に 15 本の大きな断層について記す (Fig. 2)。

(1) 青根－相模湖断層 (Aone-Sagamiko Fault)

神奈川県津久井郡津久井町青根から藤野町の相模湖まで、北北東－南南西方向に走る断層で丹沢北部地域と丹沢東部地域および丹沢東縁部地域との境界



<Direction of fold axis>
 Declination of fold axis = 144.9
 Inclination of fold axis = -54.3 (upper hemisphere)
 ◆ : fold axis direction

<Poles of bedding plane>
 ● : individual (upper hemisphere)
 ○ : individual (lower hemisphere)

Fig. 5 Distribution of poles of bedding plane and the direction of the fold axis which were calculated from the distribution of the bedding plane poles in the eastern part. 東部地域における地層面の極の分布と、これから求められた褶曲軸の方向。

をなす。本断層は、青根の小屋戸沢、小舟付近の川上川、川上西方の沢、篠原川下流で確認され、断層面は小屋戸沢では N56°E, 76°W, 小舟付近では N60°E, 76°S および N18°E, 74°W, 篠原川下流では N70°E, 60°W の走向傾斜を有する。断層面の近くの岩石は、著しく破碎されている。

(2) 青野原-煤ヶ谷断層 (Aonohara-Susugaya Fault)

本断層は、青野原-煤ヶ谷線として、篠木・見上 (1954) 命名。神奈川県津久井郡藤野町篠原から津久井町青野原を通り清川村煤ヶ谷まで、ほぼ北西-南東方向に走る断層で丹沢東部地域と丹沢東縁部地域との境界をなす。本断層は、青野原北東の道志川河岸、篠原から田ヶ岡に至る町道、梶野南方の沢、落合付近、宮ヶ瀬南方の沢で確認され、断層面は道志川河岸では N10°W, 75°E, 田ヶ岡に至る町道では

N70°E, 60°N, 梶野南方の沢では N30°W, 59°NE, 宮ヶ瀬南方の沢では N40°W, 46°NE の走向傾斜を有するが、落合付近では複数の断層群となりその断層面の走向傾斜は、N4°W, 40°E, N50°W, 70°NE, N15°W, 75°NE, N80°W, 70°N, N45°W, 69°NE, N50°E, 63°NW である。断層面の近くの岩石は、いずれも著しく破碎され緑色から暗緑色を呈する。

(3) 藤ノ木-愛川断層 (Tōnoki-Aikawa Fault)

本断層は藤本 (1951) 命名の藤ノ木-舟沢線を、断層が舟沢付近を通らず愛川町付近を通ることから、篠木・見上 (1954) が藤ノ木-愛川線と改称したものである。神奈川県津久井郡津久井町青山から藤野町吉野を通り厚木市用野西方まで、ほぼ北西-南東方向に走る断層で丹沢東縁部地域と古第三系の小仏層群との境界をなす。本断層は、横浜水道沈殿池付近、道志南方の沢、関南方の沢、半原の中津川河岸、塩川滝付近で確認され、断層面は横浜水道沈殿池付近では N70°W, 90°W, 道志南方の沢では N40°W, 80°NE, 半原の中津川河岸では N5°E, 75°E, 塩川滝付近では N40°W, 82°NE, N10°E, 84°W, 関南方の沢では N10°W, 53°E の走向傾斜を有する。断層面の近くの岩石は、いずれも著しく破碎され緑色から暗緑色を呈する。

(4) 上野原-関口断層 (Uenohara-Sekiguchi Fault)

山梨県北都留郡上野原町から神奈川県津久井郡相模湖町関口に至る断層である。本断層は、名倉から向原に至る町道、篠原川下流で確認され、断層面は名倉から向原に至る町道では N50°W, 74°NE, 篠原川下流では N70°W, 80°N の走向傾斜を有し、日向層と石老山礫岩が断層で接する。

(5) 鶴島-関口断層 (Turushima-Sekiguchi Fault)

山梨県北都留郡上野原町鶴島から神奈川県津久井郡相模湖町関口に至る推定断層で日向層と四方津層が接する。

(6) 川上川-篠原断層 (Kawakamigawa-Shinohara Fault)

神奈川県津久井郡藤野町川上川上流から篠原に至る。北東-南西方向に走る推定断層である。

(7) 石砂山断層 (Ishizareyama Fault)

神奈川県津久井郡藤野町石砂山を北東－南西方向に走る断層である。本断層は、石砂山付近で確認され、断層面の走向傾斜は、N50°E, 40°NW である。

(8) 青山－経ヶ岳断層 (Aoyama-Kyôgatake Fault)

神奈川県津久井郡津久井町青山から清川村経ヶ岳まで北北西－南南東方向に走る推定断層である。

本断層は、丹沢東縁部地域の中津峡火山角礫岩と経ヶ岳層および半原火山礫凝灰岩との境界をなす。

(9) 寺入沢断層 (Terairisawa Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の寺入沢付近を東北東－西南西方向に走る推定断層である。本断層は、不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩、谷太郎凝灰岩、落合礫岩の分布を水平変位にして約 170m 左にずらすことから、左横ずれ成分を持つ断層であると考えられる。

(10) 茨菰山断層 (Hôzukiyama Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の茨菰山を西北西－東南東方向に走る推定断層である。本断層は、不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩、谷太郎凝灰岩、落合礫岩の分布を水平変位にして約 180m 左にずらすことから、左横ずれ成分を持つ断層であると考えられる。

(11) 焼山－唐沢川断層 (Yakeyama-Karasawagawa Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の焼山付近から清川村の中津川と唐沢川の出合付近まで北北西－南南東方向に走る推定断層である。伊勢沢林道沿いの断層付近の岩石は、著しく破碎され白色の脈が多く発達する。本断層は、丹沢東部地域の布川火山角礫岩と不動尻凝灰岩との境界をなす。

(12) 黍殻山－蛭ヶ岳断層 (Kibigarayama-Hirugatake Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の黍殻山付近から蛭ヶ岳に至る推定断層である。本断層は、丹沢東部地域の四十八瀬火山角礫岩と大滝火山礫凝灰岩および布川火山角礫岩との境界をなす。

(13) 伊勢沢断層 (Isezawa Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の水沢川上流伊勢沢付近を東西方向に走る推定断層である。

(14) 黍殻山－金沢断層 (Kibigarayama-Kanasawa Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の黍殻山付近から清川村の金沢付近に至る推定断層である。

(15) 原小屋－高畑山断層 (Haragoya-Takahatayama Fault)

神奈川県津久井郡津久井町の早戸川上流原小屋沢付近から愛甲郡清川村の高畑山に至る推定断層である。

5. 古地磁気測定結果

(1). 測定およびデータの選択

古地磁気測定用試料は、東部地域の布川火山角礫岩、不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩、寺家泥岩、東縁部地域の中津峡火山角礫岩の泥岩、黒色砂岩、東縁部地岩の露出する46地点から採取した (Fig. 8).

測定用試料として、1地点につき1個以上の定方位試料を採取し、これをダイヤモンドカッターを用いて1辺が、20mm ないし 25mm の立方体に切断したものを各定方位試料から3個以上切り出し測定用試料とした。

残留磁気ベクトルの測定には、リングコア型フラックスゲート回転磁力計(小山・新妻, 1983)を用い、1地点につき3個以上測定した。また不安定な2次的残留磁気成分を取り除く消磁には、電流制御式3軸交番磁場消磁装置(新妻・小山, 1981; 小山・新妻, 1983)を用いた。

残留磁気ベクトルの測定に際しては、全試料の中から代表的な試料をいくつか選び出し、これらについて5mT おきに最大35mT までの段階的交番磁場消磁を行った。交番磁場消磁前の自然残留磁気 (natural remanent magnetization, NRM) は、一般に地層の傾斜補正前には試料採取地点における現在の地球磁場の方向であるが、段階的交番磁場消磁によって現在の地球磁場のもとで付加された2次的残留磁気成分が除去され、残留磁気の方向を変化させるものがある。この2次的残留磁気成分は、46地点の試料全部について15mT の交番磁場消磁によって除去された。

測定した46地点の試料 (Table 2) の NRM (自然残

Table 2 Results of paleomagnetic measurements. N: number of samples, AFD: field strength of alternating field demagnetization, Jn: intensity of remanent magnetization after alternating field demagnetization, D, I: declination and inclination of remanent magnetization before bedding correction, D, I (corrected): declination and inclination of remanent magnetization after bedding correction, k: precision parameter, α_{95} : radius of 95% confidence circle of the measured direction, σ : circular standard deviation is given by $81\sqrt{k}$ degrees, Jn/NRM: ratio between the intensity of natural remanent magnetization and after 15mT alternating field demagnetization. 古地磁気測定結果. N: 試料の個数, AFD: 交流消磁強度, JN: 交流消磁後の残留磁気強度, D, I: 地層の傾動補正前の偏角および伏角の方向, D, I (corrected): 地層の傾動補正後の偏角および伏角の方向, K: 精密パラメーター, α_{95} : 95%の信頼円の大きさ, σ : 標準偏差円の大きさ. $81\sqrt{k}$ で与えられる. Jn/NRM: 自然残留磁気強度と 15mT で交番磁場消磁後の残留磁気強度の比.

Site	N	AFD (mT)	$\times 10^{-2} J_n$ (A/m)	D	I	D (corrected)	I (corrected)	K	α_{95}	σ	Jn/NRM (%)
(Jike Mudstone)											
HT05	3	15	0.0608	217.7	+41.8	9.4	+36.5	0.9	----	85.4	17.0
HT06	3	15	0.0521	296.6	+53.9	352.7	+50.9	19.8	28.5	18.2	23.9
HT07	3	15	0.0372	124.7	+39.7	85.4	+13.9	1.8	----	60.4	20.6
HT08	3	15	0.0454	349.7	-47.2	257.4	-50.0	6.6	52.5	31.5	25.0
HT09	3	15	0.0522	313.1	+10.9	323.8	+9.4	7.2	49.8	30.2	18.9
HT10	3	15	0.0702	310.2	+48.5	347.1	+30.2	7.7	47.9	29.2	19.6
HT11	3	15	0.0732	3.2	+46.3	14.7	-3.8	9.2	43.2	26.7	13.7
HT12	3	15	0.0435	307.8	+54.7	4.0	+35.0	4.9	62.8	36.6	35.4
(Osawa Black-sandstone)											
AN01	3	15	26.2	103.1	-18.9	181.5	-47.8	73.4	14.5	9.5	82.1
AN02	3	15	3.22	171.6	-7.6	154.9	+25.2	2.1	131.2	55.9	25.2
AN03	3	15	6.24	325.8	-13.5	310.5	-2.0	24.4	25.5	16.4	34.1
AN04	3	15	5.29	258.8	-20.9	280.5	+57.4	12.0	37.3	23.4	21.5
AN05	3	15	2.97	154.9	-28.4	172.9	+9.1	11.8	37.7	23.6	32.7
AN06	3	15	3.82	354.1	-15.5	308.4	-30.1	23.1	26.3	16.9	25.8
AN07	3	15	2.47	88.5	-41.9	185.6	-32.9	41.7	19.3	12.5	42.4
OS18	3	15	5.42	76.8	-8.5	145.6	-72.4	1.1	----	77.2	20.1
OS19	3	15	2.30	87.9	-15.4	159.3	-61.7	2.2	120.6	54.6	28.1
OS20	3	15	4.95	76.8	-32.6	203.5	-63.7	30.9	22.6	14.6	66.0
(Fudojiri Tuff)											
AN08	3	15	5.11	138.5	+59.4	74.8	+7.4	28.9	23.3	15.1	25.6
AN09	3	15	2.53	271.4	+19.6	339.0	+40.1	41.9	19.3	12.5	39.0
AN10	3	15	7.60	257.1	+24.1	335.2	+46.6	96.3	12.6	8.3	75.3
AN11	3	15	3.22	167.6	-20.9	174.8	+43.0	35.8	20.9	13.5	66.4
AN12	3	15	6.41	140.8	-41.6	138.9	+30.8	5.1	61.2	35.9	36.6
OS21	3	15	8.16	78.8	-13.6	157.5	-67.4	110.3	11.8	7.7	112.6
OS22	3	15	3.35	84.0	-11.5	153.5	-62.4	9.1	43.4	26.9	46.7
OS23	3	15	3.45	108.7	+33.6	102.3	-23.7	1.3	----	71.0	30.5
OS24	3	15	5.97	83.3	-22.1	170.9	-60.8	36.0	20.9	13.5	84.8
OS25	3	15	13.4	68.7	-37.7	215.7	-60.0	3.0	90.4	46.8	71.3
OS26	3	15	1.74	143.6	-47.3	192.7	-8.9	1.3	----	71.0	36.4
OS27	3	15	0.0732	89.1	+10.6	114.9	-51.2	4.0	72.0	40.5	36.1
OS28	3	15	0.236	330.3	+29.2	354.6	+1.3	22.6	26.6	17.0	27.9
OS29	3	15	4.22	278.8	-25.6	283.2	+33.2	36.2	20.8	13.5	77.0
OS30	3	15	0.170	275.7	+34.4	0.4	+45.3	118.2	11.4	7.5	41.1
OS31	3	15	0.0331	281.7	+44.9	11.4	+39.3	2.6	103.4	50.2	25.1
OS32	3	15	0.0828	113.4	-51.6	196.5	-31.9	1.9	160.5	58.8	35.8
OS33	3	15	0.571	89.0	-69.6	221.0	-36.3	1.8	----	60.4	68.1
OS34	3	15	0.634	328.1	+51.0	14.4	+15.1	95.3	12.7	8.3	49.9
OS35	3	15	0.0233	72.0	-6.2	103.6	-67.2	9.4	42.8	26.4	55.6
OS36	3	15	0.0274	279.6	+55.0	3.4	+36.5	3.0	90.6	46.8	38.0
OS37	3	15	3.93	89.1	-33.1	167.7	-54.7	123.2	11.2	7.3	93.6
OS38	3	15	6.52	318.9	+58.0	6.5	+13.5	13.5	34.9	22.1	48.7
OS39	3	15	1.78	306.0	+35.9	354.2	+39.3	11.1	39.0	24.3	35.0
OS40	3	15	2.19	99.4	-35.4	149.6	-36.1	55.4	16.7	10.9	49.4
(Nakatsukyo Volcanic-breccia)											
AK01	3	15	0.0475	146.0	-64.1	182.3	+0.4	5.0	62.4	36.2	75.8
(Nunokawa Volcanic-breccia)											
OY08	3	15	6.92	1.9	+45.4	25.1	-0.4	15.4	32.6	20.6	44.1
OY09	3	15	10.7	103.0	-43.8	166.2	-52.1	12.9	35.8	22.6	61.1

留磁気)強度は、 4.2×10^{-7} から 3.2×10^{-4} kA/mであり、交番磁場消磁後の残留磁気強度は、 2.3×10^{-7} から 2.6×10^{-4} kA/mである。

交番磁場消磁後の残留磁気ベクトルが過去の地球磁場の方向の記録として信頼のおけるものかどうかについては、交番磁場消磁の前後における残留磁気ベクトルの変化のしかたによって以下の4つのタイプに分け、あわせてそれぞれのタイプにおける測定値の標準偏差円の大きさ (circular standard deviation; Collinson, 1983) 精密パラメーター k と $81/\sqrt{k}$ の関係があり、これは残留磁気ベクトルの63%が含まれる円錐の頂角にあたる。)と J_n 比(交番磁場消磁後の強度/NRMの強度)の関係 (Fig. 6) を検討しデータの選択を行った。

1. 15mTの交番磁場消磁前および後においても地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に、現在の北極点に磁極をおいた場合の地球磁場の方向があるもの。

2. 15mTの交番磁場消磁後にのみ地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に、現在の北極点に磁極をおいた場合の地球磁場の方向があるもの。

3. 15mTの交番磁場消磁前には、地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に、現在の北極点に磁極をおいた場合の地球磁場の方向があるが、消磁後変化するもの。

4. 15mTの交番磁場消磁前および後においても地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に、現在の北極点に磁極をおいた場合の地球磁場の方向がないもの。

タイプ1および2の試料の J_n 比は、10%から70%で平均34%であり、標準偏差円の半径も20度以上であり (Fig. 6), 残留磁気ベクトルの方向のばらつきが大きく、15mTの交番磁場消磁後の地層の傾斜補正前の偏角・伏角の方向の95%の信頼円内に現在の地球磁場の方向がある。このことからタイプ1および2の試料は、地層の傾動後に現在の地球磁場において安定な2次的残留磁気成分を獲得している可能性が高く堆積時の地球磁場の方向を記録しているとはいえないので解析対象から除外した。

タイプ3および4の試料の J_n 比は、20%から

115%で平均50%であり標準偏差円の半径も20度より小さいものが多く (Fig. 6), 残留磁気ベクトルの方向のまとまりが良い。標準偏差円の半径が20度より大きいものについては、15mTの交番磁場消磁によって不安定な2次的残留磁気成分は除かれてはいるが、堆積時の地球磁場の方向の記録が不安定なので除外した。また伏角の頻度分布は正帯磁のときと逆帯磁のときの正負2極分布をとることが予想されるが、測定された伏角分布は0度付近にもう一つの山を持つ3極分布を示している (Fig. 7)。この0度付近の伏角を有するものについては、極方向の判定が困難なため解析から除外した。

この様にして最終的に信頼のおけるものとして14地点のデータが得られた (Fig. 8)。以下これらの試料についての検討結果を述べる。

(2) 古地磁気測定結果

不動尻凝灰岩は、水沢川黒色砂岩部層の最上部までは逆帯磁であり、その上位の茨菰山凝灰岩部層直下まで、正帯磁で、その上位の不動尻凝灰岩および大沢黒色砂岩は逆帯磁を示す。また寺家泥岩は正帯磁を示す (Fig. 11)。

寺家泥岩の15mTでの交番磁場消磁後の残留磁気強度は全て $3.7 \sim 7.3 \times 10^{-7}$ kA/m台と小さいのに対し不動尻凝灰岩および大沢黒色砂岩の残留磁気強度は $2.3 \times 10^{-7} \sim 2.6 \times 10^{-4}$ kA/mと大きいことから寺家泥岩が磁性鉱物の少ない堆積物よりなり、供給源が不動尻凝灰岩および大沢黒色砂岩の火山性堆積物とは、異っていることを示している (Table 2)。残留磁気ベクトルの方向を解析し、その岩石が堆積したときの地球磁場方向を知るには、地層の傾斜を水平にした上で検討しなければならない。この操作を傾動補正というが、傾斜した地層面を水平に戻す方法は幾通りにも存在する。ただし、1回の回転操作によって傾斜を水平に戻す方法は、地層面上の水平線(走向線)を軸として回転させる方法しか存在しない。ただし、この様に1回の操作によって過去の水平面を復元できるのは、褶曲軸が水平な場合に限られており、褶曲軸がプランジしている場合には、2回以上の回転操作が必要である。すなわち、褶曲軸がプランジしている場合には、褶曲軸のプランジを水平に戻してから褶曲による地層の傾斜を補正をし

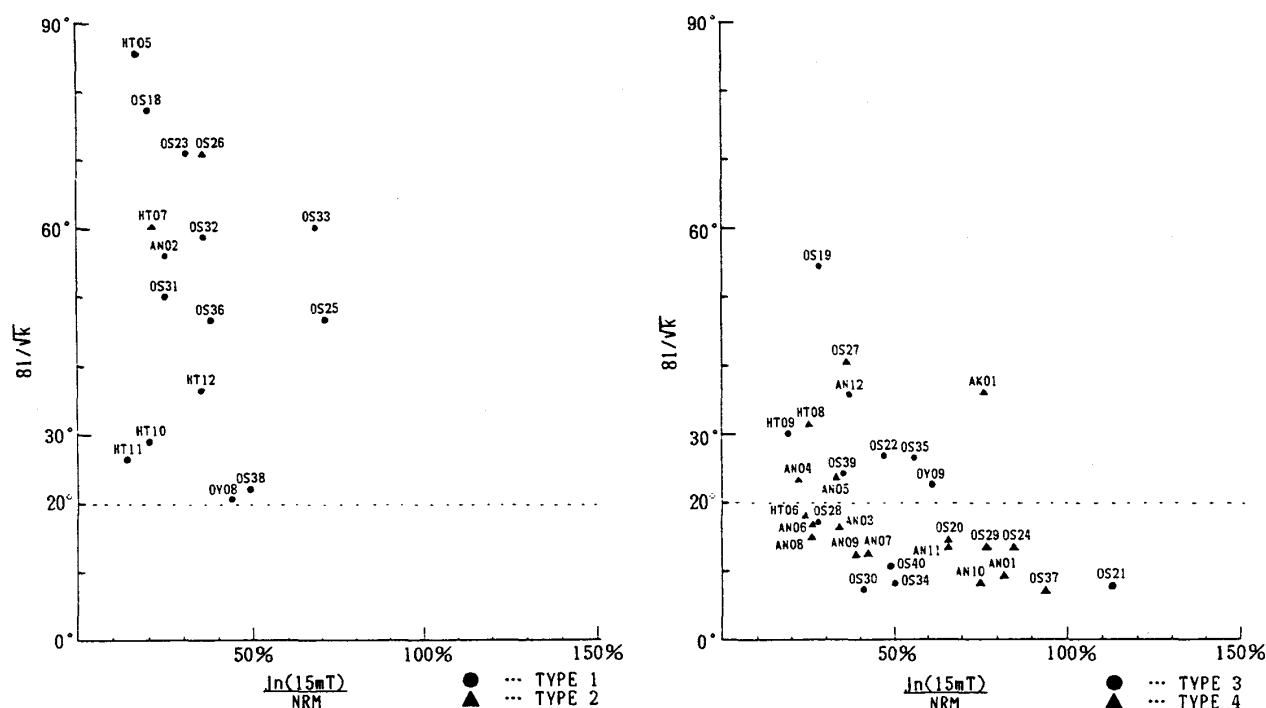


Fig. 6 Relationship between the Jn-ratio and the circular standard deviation. Jn 比と標準偏差円との関係。

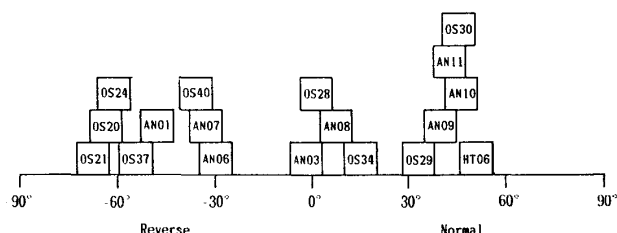


Fig. 7 Distribution of the inclination of remanent magnetization. 伏角の分布。

なければならない。残留磁気の伏角の値は、単に地層の水平線(走向線)を軸として回転させる傾動補正を行ったものでも、プランジ補正を行ったものでも変わらないが、偏角の値については変わってくるのでテクトニックな回転運動を検討するには、この補正は重要な意味を持つ。すなわち、古地磁気測定用の試料を採取してきた地域が褶曲し、かつその軸がプランジしている場合には、単に地層の傾動補正を行うだけでは不十分であり、プランジ補正も行う必要がある。

本研究地域の地層は、一部逆転する激しい褶曲をしており、その褶曲軸がプランジしている。この褶曲軸のプランジを兵頭(1986)の方法でもとめた。

丹沢東部地域の地層の褶曲軸は、時計回りに 144° の方向で北西に約 54° プランジしている (Fig. 5)。単

なる傾動補正をした残留磁気ベクトルと褶曲軸のプランジ補正をしたものでは、その偏角に約 50° の差が存在する (Fig. 9)。

以下褶曲軸のプランジ補正を行った後の残留磁気ベクトルについて検討していく。OS29 は、走向が東西方向で水平変位約 1.5m の左横ずれ成分をもつ小断層の南側 2m で採取しており、他のものと較べて伏角が浅く、偏角が反時計回りに回転しているのは、この断層の引き摺りによるものと考えられる。OS40 は、焼山-唐沢川断層の東側 5m で採取しており、他のものと較べて伏角が浅く、偏角が反時計回りに回転している。これは、この断層が左横ずれ成分の変位を持つことを示している。AN06 も他のものと較べて伏角が浅く、偏角も異なる方向を向いており、これも小断層による局地的な引き摺りによるものと考えられる (Fig. 8)。これら 3 地点と断層に囲まれた 1 地点 AN11 を除く 10 地点の伏角の平均は、 $52.4^{\circ} \pm 15.3^{\circ}$ であり、現在の地球磁場における現地での伏角の値 (54.9°) と、誤差の範囲で一致し有為な差は認められない。これは、この地層が堆積した場所が現在の位置と極端には、かけ離れていないことを示している。また偏角の平均は、 $40.4^{\circ} \pm 15.3^{\circ}$ であり、この地域が時計回りに約 40 度回転したことを示唆している (Fig. 8, 9)。

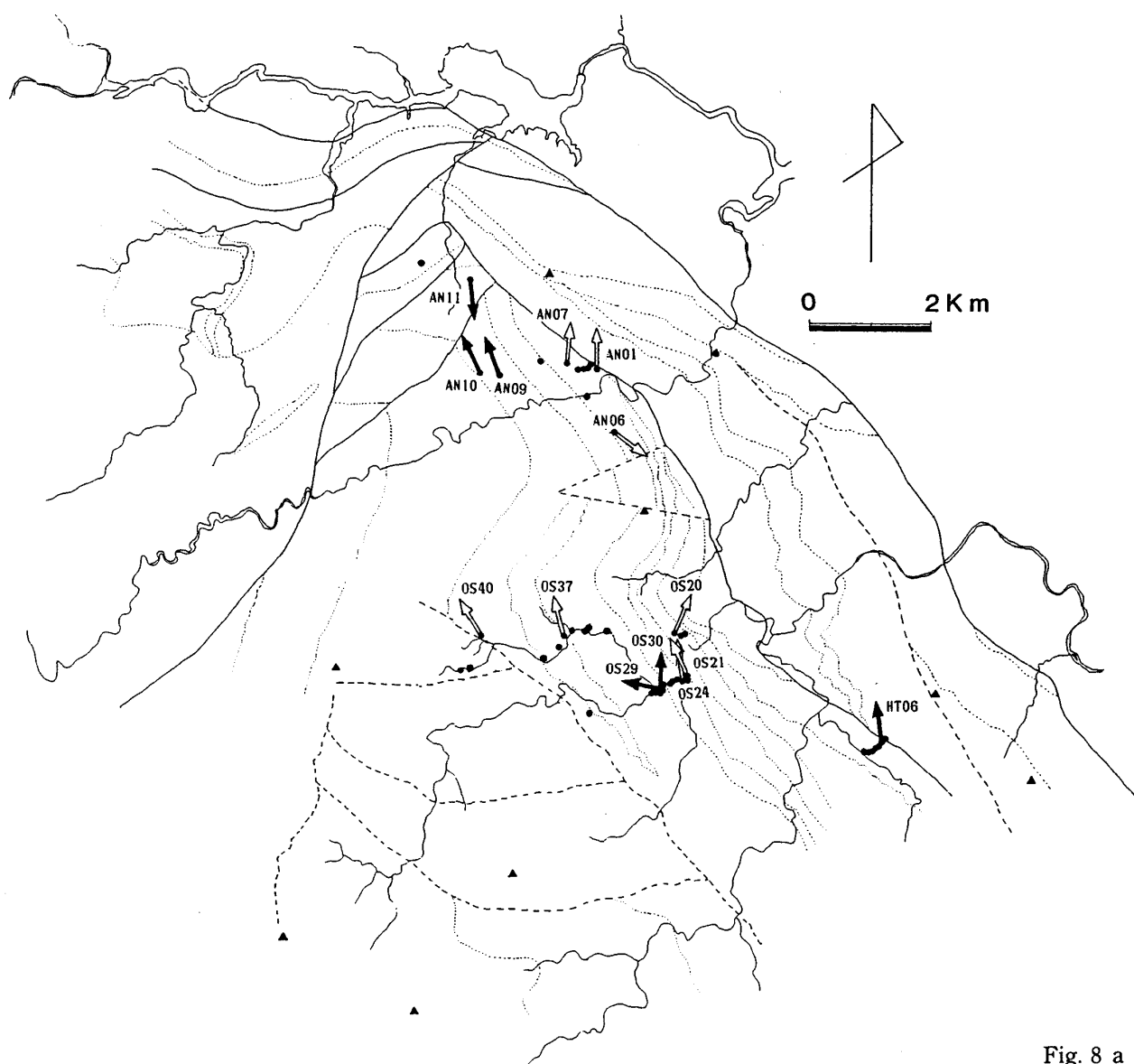


Fig. 8 a

Fig. 8 Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies and the direction of declination of remanent magnetization. The black arrows in this map show the direction of paleomagnetic north and the white arrows the reversed polarity and the opposite direction of their magnetic declination. *a.* Before fold plunge correction. *b.* After fold plunge correction. 古地磁気測定試料の採取場所および偏角の方向。黒矢印は正帯磁のもの、白抜き矢印は逆帯磁のもので180度反対の方向にしてある。*a.* 褶曲軸のプランジ補正前。*b.* 褶曲軸のプランジ補正後。

6. 帯磁率異方性による古流向の推定

(1). 帯磁率異方性の測定

古流向の推定には、帯磁率異方性(小山・新妻, 1983)を用いた。帯磁率異方性の測定には、古地磁気測定に使用した試料を用い古地磁気測定の際に帯磁率異方性の測定もいっしょに行った。

試料中に含まれる磁性鉱物のうちシルトサイズ以

上の大きさのものは、多磁区構造を持つため、安定な残留磁気を保持することはできないが、帯磁率の異方性を有する。すなわち、試料に磁場をかけたときに粒子の長軸方向に最大の帯磁率を有し、短軸方向に最小の帯磁率を有する。このため帯磁率の異方性を測定することによって粒子の長軸や短軸の方向を統計的に知ることができ、粒子のインプリケーションから堆積物を供給した流れの方向を推定する

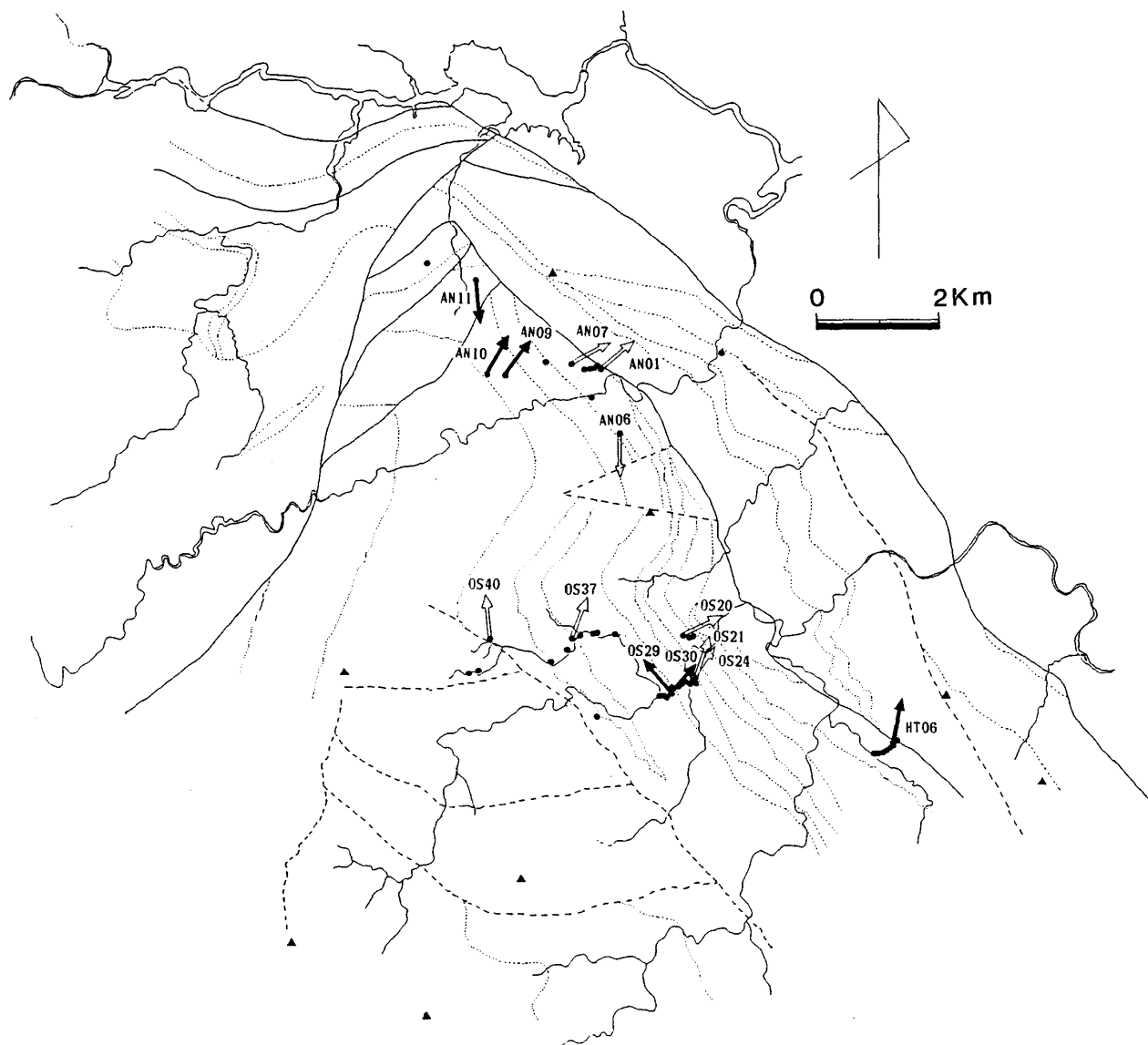


Fig. 8 b

ことができる。

(2). 古流向の推定

帯磁率異方性は、長軸、中軸、短軸というそれぞれ直交する3軸の方向およびその軸方向の帯磁率の大きさを表現することができる。1個の定方位試料から切り出した3つのサンプルにおいて長軸、短軸の方向が、それぞれ良くまとまっているもの、長軸の方向だけがまとまっているもの、短軸の方向だけがまとまっているもの、長軸の方向も短軸の方向もバラバラであるもの、と大きく4つに区分することができる。長軸の方向だけがまとまっているものは、短軸と中軸の大きさがほぼ等しい紡錐型であり、長軸は水平に近い。短軸の方向だけがまとまっているものは、長軸と中軸の大きさがほぼ等しい円盤型で

あり、短軸は垂直に近い。

砕屑物は、静穏な場合には、長軸は水平に近く、短軸は垂直に近く堆積し、その場の流れに伴ってインプリケーション構造をもつ。従って、長軸の傾斜が 30° 以上あるものや短軸の傾斜が 60° 以下のものは、堆積後の攪乱や局所的な渦流の影響を受けていることが予想される。そこで、長軸、短軸の方向がそれぞれ良くまとまり、かつ短軸の傾斜が 60° より大きく長軸の傾斜が 30° 以下のものについて古流向の解析を行った。その際、長軸と短軸の伸長方向が直線上に並ぶものをAタイプ、直交するものをBタイプとし、Aタイプのものは長軸傾斜の反対方向へ、Bタイプのものは短軸傾斜の方向を流れの方向とした。

古流向の解析においても褶曲軸のプランジを補正

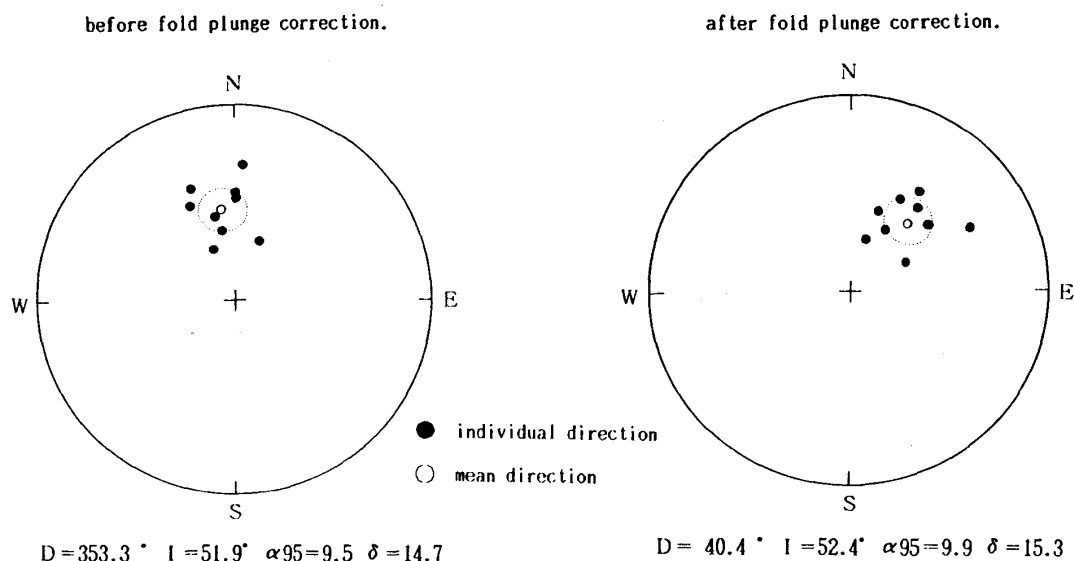


Fig. 9 Individual and mean directions of remanent magnetization. The left figure shows the directions before fold plunge correction. The right figure shows the directions after fold plunge correction. 個々および平均の残留磁気ベクトルの方向. 左図は、褶曲軸のプランジ補正前の方向. 右図は、褶曲軸のプランジ補正後の方向.

する必要があるので、古地磁気の方角解析と同様な方法で補正を行った。その結果、不動尻凝灰岩を構成する堆積物は南から北へ供給され、寺家泥岩のものは北東から南西へ供給されたことを示しており (Fig. 10), その供給方向が明らかに異なっており、両層の残留磁気強度から示された、供給源の違いおよび本地域の地質と調和的である。すなわち、本地域の南西には火山岩類からなる丹沢山地があるのに対し、北東には古期付加堆積物からなる関東山地がある。

7. 微化石による地質年代および堆積環境

有孔虫化石が寺家泥岩より、石灰質ナノ化石が不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩および寺家泥岩より産出した。これらの微化石より地質年代および堆積環境を推定した。

(1). 微化石による地質年代

不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩および寺家泥岩より産出した石灰質ナノ化石より、不動尻凝灰岩は、中新世中期石灰質ナノ化石帯の CN5a, 寺家泥岩は、中新世後期石灰質ナノ化石帯の CN9 に対比できる。寺家泥岩より産出する浮遊性有孔虫 *Sphaeriodinelopsis subdehiscens* (BLOW) より、寺家泥岩

は、中新世中期から後期と推定され、石灰質ナノ化石の結果と矛盾しない (Table 3, 4, Fig. 11).

(2). 微化石による堆積環境

寺家泥岩より産出する底生有孔虫は、大陸斜面の環境を示す有孔虫と、岩礁地海藻帯あるいは、浅海の環境を示す有孔虫が混在することから、寺家泥岩が、堆積した環境は、近くに浅海がある水深 1000m 以深の大陸斜面であったと推定される。また浮遊性有孔虫から暖海流の到達する海域であったと推定される (Table 4).

8. 対比および地史

不動尻凝灰岩の地質年代は、石灰質ナノ化石帯の CN5a と決定されたことにより、日本新第三紀時階区分 (新妻・秋葉, 1984; 新妻, 1985; NIITSUMA・AKIBA, 1986) の女川階に対比される。また寺家泥岩は、CN9 と決定されたことにより石堂階に対比される (Fig. 12).

不動尻凝灰岩は、2000m にもおよぶ層厚をもち、タービダイトによる黒色砂岩層、広く追跡できる凝灰岩層を挟在し、この上を整合におおう大沢黒色砂岩も規則的な砂岩と泥岩の互層よりなり、かつ広く追跡できる凝灰岩層を挟在することから、不動尻凝

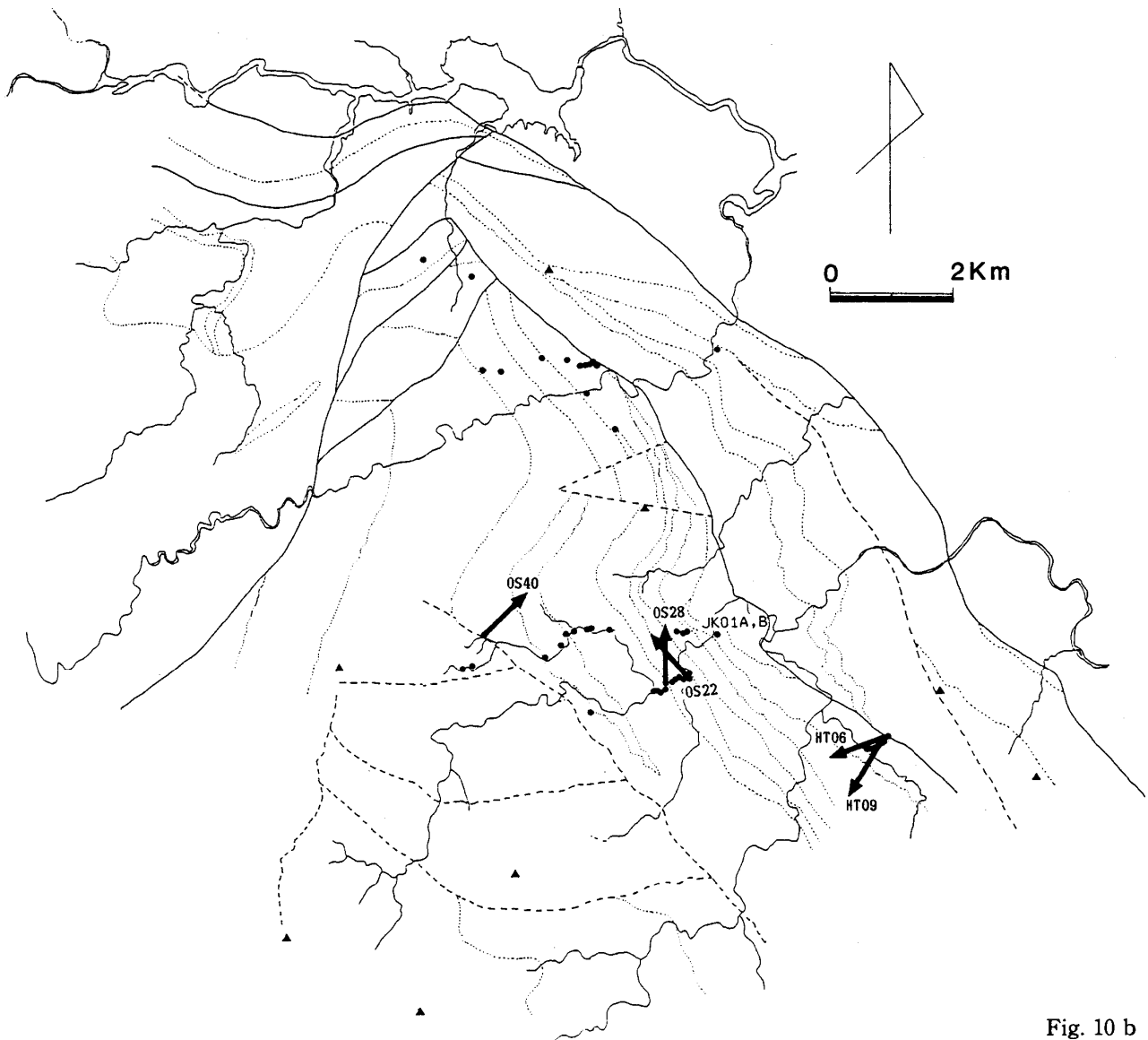


Fig. 10 b

合礫岩は、丹沢東縁部地域の石老山礫岩に対比され、房総半島において大規模な海底扇状地 (TOKUHASHI, 1979) を形成した豊岡階の堆積物と対比されるだろう。

以上のことから地史を組み立てみる。

女川階の伊豆弧の島弧性火山活動により、玄武岩枕状溶岩および基性安山岩溶岩が噴出し、周辺海盆、特に前弧海盆には、厚い凝灰岩とタービダイトが南方より大量に供給され、黒色砂岩が堆積した。フィリピン海プレートの沈み込みにともない、石堂階に丹沢地塊は南海トラフにはまり込み、水深 1000m より深くなり、泥岩が堆積した。この時期の堆積物は、北方の関東山地から供給された。豊岡階になると丹沢地塊は、関東山地に衝突し、そのため関東山地は

隆起し大量の礫が北方より供給され、トラフは埋積された。この関東山地の隆起により房総地域にも大量の堆積物が供給され、トラフ沿いに海底扇状地が形成された。丹沢地塊は、衝突が進むにつれ衝突方向にほぼ垂直な東西方向に褶曲軸を有する褶曲構造をなし、丹沢東縁部地域が、藤ノ木ー愛川断層を境として小仏層群と接し、丹沢北部地域が上野原ー関口断層を境として小仏層群と接した。さらに丹沢地塊が北上することによって丹沢地塊の東へりにあたる本研究地域は東側へ傾動し、かつ時計回りに約 40° 回転したと考えられる。また川上川ー篠原断層、石砂山断層に囲まれたブロックは、丹沢東部地域の北上のため押し上げられ、かつ反時計回りに回転したと考えられる。

Table 3 Fossil list of nannoplankton fossils from the Osawa Black-Sandstone and the Fudojiri Tuff. 大沢黒色砂岩および不動尻凝灰岩から産出する石灰質ナンノ微化石リスト。

	(	寺	家	泥	岩	)	
A : abundant, C : common, F : few, R : rare	HT-06	07	08	09	10	11	12
	A	C	A	C	C	F	A
<i>Calcidiscus leptoporus</i> (MURRAY & BLACMAN))	+	+	+	+	+		+
LOEBLICH & TAPPAN							
<i>Calcidiscus macintyreii</i> BUKRY & BRAMLETTE							+
<i>Cocolithus pelagicus</i> (WALLICH) SHILLER	+	+	+	+	+	+	+
<i>Discoaster berggrenii</i> BUKRY			+		+		
<i>Discoaster brouweri</i> TAN				+			
<i>Discoaster quinquaramus</i> GARTNER					+		
<i>Discoaster variabilis</i> MARTIN & BRAMLETTE			+			+	+
<i>Helicosphaera carteri</i> (WALLTCH) KAMPTNER		+	+	+			+
<i>Reticulofenestra gartneri</i> ROTH & HAY	+	+	+	+	+	+	+
<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> GARTNER	+	+	+	+	+	+	+
<i>Sphenolithus abies</i> DEFLANDRE	+	+	+	+	+	+	+
<i>Sphenolithus neoabies</i> BUKRY & BRAMLTTE	+	+	+	+	+	+	+
Zone	CN9			CN9			

	(大沢黒色砂岩)	(不	動	尻	凝	灰	岩)					
	OS-18	20	22	25	26	27	29	30	32	34	35	36
	R	R	R	C	R	F	F	F	F	F	F	F
<i>Cocolithus pelagicus</i> (WALLICH) SHILLER				+		+	+		+	+		+
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH & HAY) BUKRY				+		+				+		+
<i>Reticulofenestra gartneri</i> ROTH & HAY				+		+	+	+	+	+	+	+
<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> GARTNER	+	+		+		+	+	+	+	+	+	+
<i>Sphenolithus abies</i> DEFLANDRE	+		+	+					+	+		
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRONNIMANN & STRADNER)			+	+	+	+	+	+	+		+	+
BRAMLETTE & WILCOXON												
<i>Sphenolithus neoabies</i> BUKRY & BRAMLTTE		+		+	+							+
Zone	CN5a			CN5a		CN5a			CN5a			

9. ま と め

本研究で得られた結果を以下に要約する。

(1). 本研究地域は、青根一相模湖断層、青野原一煤ヶ谷断層、藤ノ木一愛川断層により丹沢北部地域、丹沢東部地域、丹沢東縁部地域の3つに区分することができる。

(2). 丹沢東部地域および東縁部地域はともに下位より順に、基性から中性の火山噴出岩、級化層理を示す凝灰岩および火山砂岩からなる火山碎屑岩、非火山性の泥岩および礫岩を主体とする堆積岩より構成される。

(3). 丹沢北部地域は、下位より基性から中性の火山噴出岩および火山碎屑岩を主体とする秋山層、四

方津層、日向層、石老山礫岩よりなる。四方津層は、船久保付近で北東一南西方向の褶曲軸を有する褶曲構造をなす。

(4). 丹沢東部地域は、下位より四十八瀬火山角礫岩、大滝火山礫凝灰岩、本谷川凝灰岩、布川火山角礫岩、不動尻凝灰岩、大沢黒色砂岩、谷太郎凝灰岩、寺家泥岩、落合礫岩よりなる。茨菰山北方および平戸付近に北西一南東方向の褶曲軸を有する褶曲構造をなし、一部で地層が、逆転している。

(5). 丹沢東縁部地域は、下位より宮ヶ瀬火山角礫岩、舟沢凝灰岩、中津峽火山角礫岩、凝灰岩が主体の経ヶ岳層、半原火山礫凝灰岩、礫岩と凝灰岩が主体の鮑子層、石老山礫岩よりなる。東方上位の単斜

Table 4 Faunal list of foraminifera fossils from the Jike Mudstone. 寺家泥岩より産出する有孔虫化石リスト.

HT06

Benthic Foraminifera

- Martinotiella communis* D'ORBIGNY
Lenticulina sp.
Tosaia hanzawai TAKAYANAGI
Bolivinita quadrilatera (SCHWAGER)
Bolivina limbata BRADY
Cassidulinoides parkerianus (BRADY)
 ◎ *Stilostomella lepidula* (SCHWAGER)
Stilostomella oinomikadoi (ISHIZAKI)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
 ☆ *Elphidium crispum* (LINNE)
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Cibicides spp.
 ◎ *Melonis pompilioides* (FISHTEL and MOLL)

Planktonic Foraminifera

- Globigerinoides trilobus* (REUSS)
Globigerina spp.
Sphaeroidinelopsis seminulina (SCHWAGER)
Sphaeroidinelopsis subdehiscens (BLOW)

HT08

Benthic Foraminifera

- Cyclammina cancellata* BRADY
Martinotiella communis (D'ORBIGNY)
Tosaia hanzawai TAKAYANAGI
Bulimina striata D'ORBIGNY
Stilostomella hayasakai ISHIZAKI
Stilostomella lepidula (SCHWAGER)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
 ☆ *Glabratella* sp.
 ☆ *Pararotalia* sp.
 ☆ *Cibicides* spp.
Cassidulina subglobosa BRADY
Melonis barleanus (WILLIAMSON)

Planktonic Foraminifera

- Orbulina universa* D'ORBIGNY
Sphaeroidinelopsis sp.

HT09

Benthic Foraminifera

- Cyclammina cancellata* BRADY
Martinotiella communis (D'ORBIGNY)
Nodosaria longiscata D'ORBIGNY
Globobulimina pyrula D'ORBIGNY
Stilostomella hayasakai (ISHIZAKI)
Stilostomella lepidula (SCHWAGER)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Cassidulina subglobosa BRADY
Gyroldina orbicularis D'ORBIGNY

Planktonic Foraminifera

- Globigerinoides trilobus* (REUSS)
Orbulina universa D'ORBIGNY
Pulleniatina sp.

◎: 多産する有孔虫

☆: 岩礁地海藻帯あるいは浅海に棲む有孔虫

*: 層準は HT11 にあたる。採取地点は Fig. 10b.

HT10

Benthic Foraminifera

- Martinotiella communis* (D'ORBIGNY)
Nodosaria longiscata D'ORBIGNY
Lenticulina sp.
Bulimina striata D'ORBIGNY
Globobulimina pyrula D'ORBIGNY
Pullenia bulloides (WILLIAMSON)
Melonis pompilioides (FICHTEL and MOLL)

Planktonic Foraminifera

- Globigerinoides trilobus* (REUSS)
Orbulina universa D'ORBIGNY

HT12

Benthic Foraminifera

- Bulimina striata* D'ORBIGNY
Stilostomella hayasakai ISHIZAKI
Stilostomella lepidula (SCHWAGER)
 ☆ *Ammonia* sp.
Melonis barleanus (WILLIAMSON)
Melonis pompilioides (FICHTEL and MOLL)

Planktonic Foraminifera

- Globigerina* spp.

JK01A*

Benthic Foraminifera

- Bolivina* sp.
Globobulimina cf. *pyrula* D'ORBIGNY
Stilostomella lepidula (SCHWAGER)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
 ☆ *Pararotalia* cf. *nipponica* ASANO
 ☆ *Elphidium crispum* (LINNE)
 ☆ *Cibicides* sp.
Melonis barleanus (WILLIAMSON)
Melonis pompilioides (FICHTEL and MOLL)

Planktonic Foraminifera

- Globigerina* spp.
Orbulina universa D'ORBIGNY

JK01B*

Benthic Foraminifera

- Martinotiella communis* (D'ORBIGNY)
Bolivinita quadrilatera (SCHWAGER)
Bolivina sp.
 ◎ *Globobulimina pyrula* D'ORBIGNY
Stilostomella hayasakai (ISHIZAKI)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Cibicides sp.
Gyroldina sp.
 ☆ *Hanzawaia nipponica* ASANO
Melonis barleanus (WILLIAMSON)
 ◎ *Melonis pompilioides* (FICHTEL and MOLL)

Planktonic Foraminifera

- Globigerina* spp.
Pulleniatina ? sp.
Sphaeroidinelopsis seminulina (SCHWAGER)
Sphaeroidinelopsis subdehiscens (BLOW)

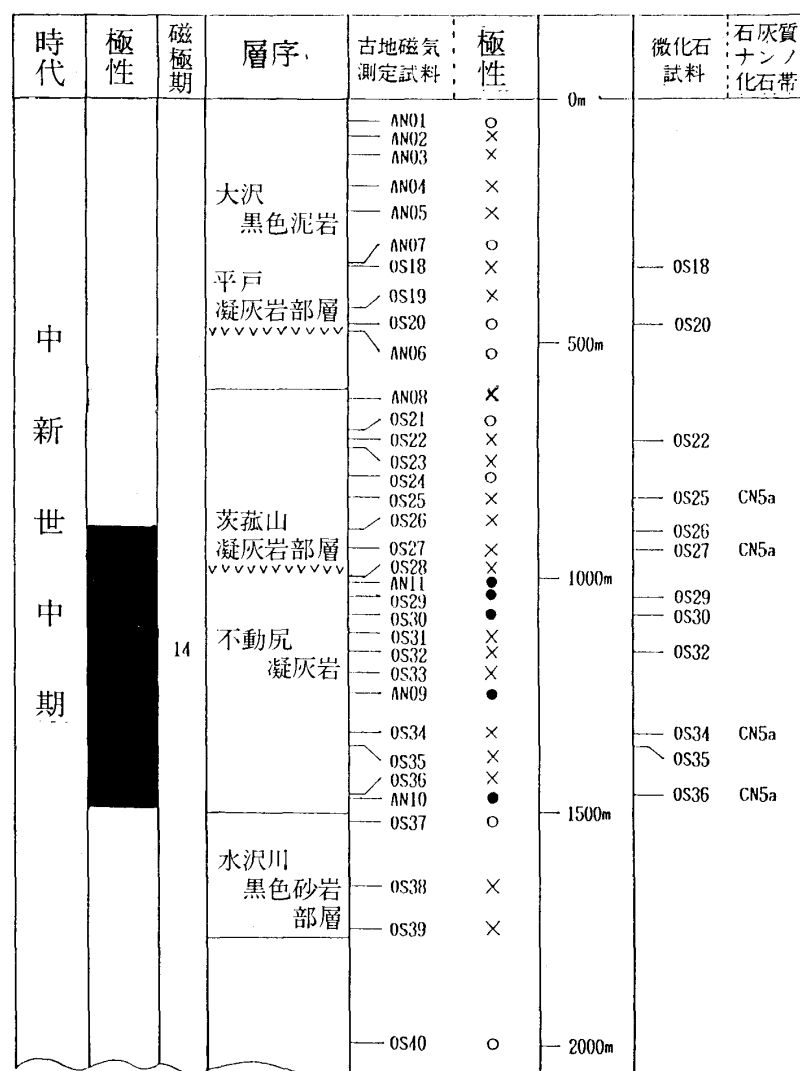
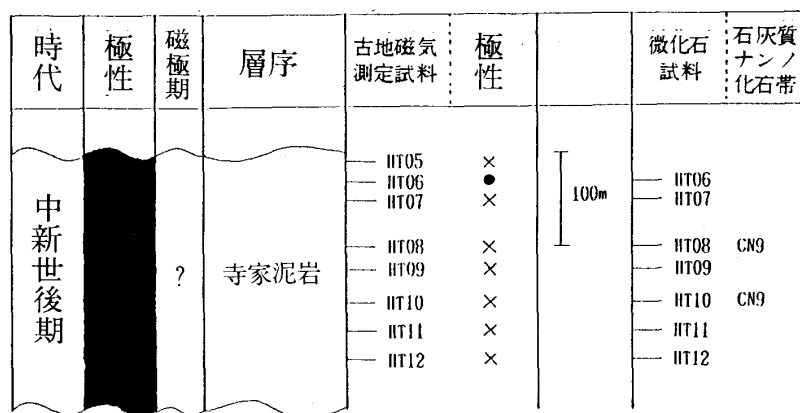


Fig. 11 Columnar section of the Fudojiri Tuff, Oosawa Black-Sandstone and the Jike Mudstone. Site of paleomagnetic samples and its polarity. Site of microfossil samples and calcareous nannoplankton zone. 不動尻凝灰岩, 大沢黒色砂岩および寺家泥岩の柱状図。古地磁気測定試料採取地点および、その極性。微化石採取地点および石灰質ナanno化石帯。

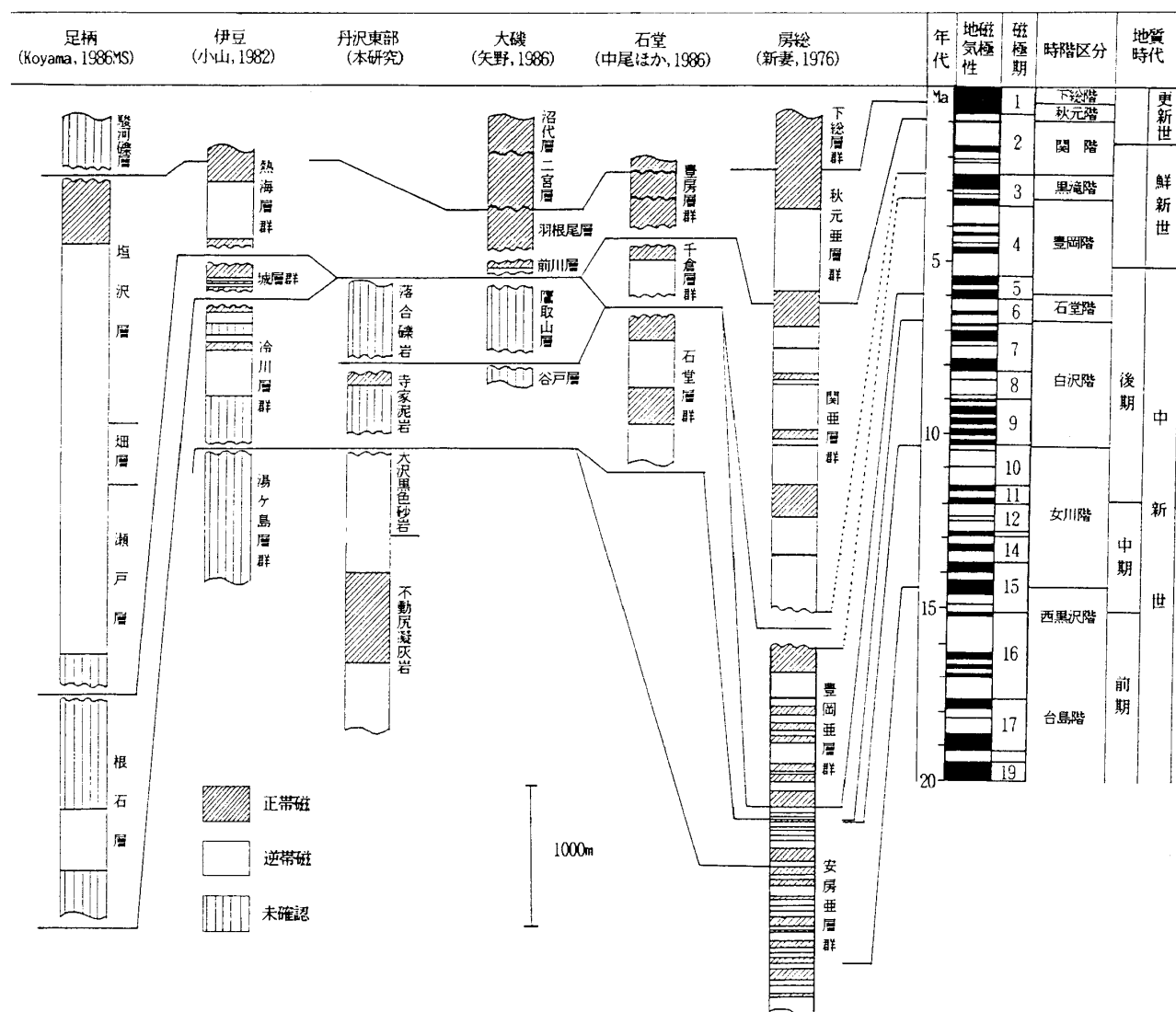


Fig. 12 Stratigraphic correlation with adjacent areas. 近隣地域との対比.

構造をなす。

(6). 測定の結果得られた古地磁気の伏角の平均値は、 $I=52.4 \pm 15.3^\circ$ で現地での現在の地球磁場の伏角($I=54.9^\circ$)に誤差の範囲で一致する。

(7). 丹沢東部地域における褶曲軸のプランジ補正後の古地磁気の偏角の方向は、時計回りに約40度回転しており、これは丹沢地塊の衝突により本地域が時計回り方向に回転したためと考えられる。

(8). 古地磁気の帯磁率異方性から推定された古流向は、不動尻凝灰岩を構成する堆積物は、南から北へ供給され、寺家泥岩の堆積物は、北東から南西へ供給されたことを示している。

(9). 不動尻凝灰岩の地質年代は、浮遊性有孔虫および石灰質ナンノ化石の産出により、中新世中期

(CN5a)と決定された。寺家泥岩の地質年代も同様に中新世後期(CN9)と決定された。

(10). 寺家泥岩の堆積環境は、底生有孔虫の産出により水深1000m以深の大陸斜面で近辺に浅海の環境があったと推定される。

(11). 不動尻凝灰岩は、層厚2000mにも及ぶ厚い凝灰岩からなり、級化層理の発達する黒色火山岩質砂岩を主体とする水沢川黒色砂岩部層、および広く追跡できる茨菰山凝灰岩部層を挟在し、これを整合におおう大沢黒色砂岩も規則的な砂岩と泥岩の互層からなり、かつ広く追跡できる平戸凝灰岩部層を挟在することから、これらの地層は安定なしかも沈降量の大きい海盆に堆積したものと考えられる。

(12). 寺家泥岩は、房総半島の石堂階の地層である

石堂層群に対比され、これを不整合におおう落合礫岩は、豊岡階の地層と対比されることから、寺家泥岩は丹沢地塊が、フィリピン海プレートの沈み込みにともない、南海トラフにはまり込んだ時に堆積した地層であり、落合礫岩は丹沢地塊が関東山地に衝突することによって、関東山地から供給された堆積物よりなる地層であると考えられる。

文 献

- COLLINSON, D. W. (1983), Methods in rock magnetism and paleomagnetism, techniques and instrumentation. *Chapmann and Hall, London*, 360-398.
- 藤本治義(1951), 日本地方地質誌『関東地方』. 朝倉書店, 151-167.
- 福田 理・篠木嶺二(1952), 西桂層群の層位学的並びに微古生物学的研究. 地質雑, 58, 191-202.
- 本間不二男(1924), 丹沢山塊の地質構造概説. 地球, 1, 53-60.
- 本間岳史(1976), 丹沢山地北縁の地質構造. 地質学論集, 13, 279-297.
- 兵頭 浩(1986), 秩父盆地新第三系の地質と古地磁気. 静大地球科学研報, 12, 115-152.
- ISHIHARA, H. (1964), Miocene synorogenic plutonism in the Tanzawa Massif. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 70, 1-14.
- 石黒 均(1983MS), 丹沢山地北東部, 相模湖南方の地質. 静大地球科学卒論.
- 金子 剛・石黒 均・田村淳一・新妻信明(1983), 南部フォッサ・マグナ地域新生界地層名辞典. 静大地球科学研報, 9, 1-228.
- 加藤鉄之助(1910), 相模国山北村付近の地質調査概報. 地調報, 18, 43-47.
- 小山真人(1982), 伊豆半島北東部中伊豆町～伊東市地域の層序. 静大地球科学研報, 7, 61-86.
- KOYAMA, M. (1986MS), Tectonic history of the Izu Peninsula and adjacent areas based on paleomagnetism and stratigraphy. 東大理地質博論.
- 小山真人・新妻信明(1983), リングコア型フラックスゲート回転磁力計および電流制御式3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, 8, 49-61.
- 松島義章・今永 勇(1968), 神縄逆断層について. 神奈川県博研報, 1, 65-72.
- 見上敬三(1952), 丹沢山塊東部の地質(フォッサ・マグナ総合研究の5), 地質雑, 58, 294.
- 見上敬三(1955), 丹沢東縁部の地質. 横浜国大理科紀要, Sec. II, 4, 41-64.
- 見上敬三(1958), 丹沢山地の火成活動と構造発達史. 藤本治義教授還暦記念論文集, 232-244.
- MIKAMI, K. (1961), Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland. (Part. I), *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*, 8, 57-110.
- 御園 正(1969MS), 丹沢山塊南西部の地質. 横浜国大教育地学卒論.
- 三土知芳(1932), 7万5千分の1地質図幅『八王子』ならびに説明書. 地質調査所.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明(1986), 房総半島南部石堂周辺の地質. 静大地球科学研報, 12, 209-238.
- 新妻信明(1976), 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, 82, 163-181.
- 新妻信明(1982), プレートテクトニクスの試金石—南部フォッサ・マグナ. 地球, 4, 326-333.
- 新妻信明(1985), 変動している日本列島. 科学, 55, 53-61.
- 新妻信明・小山真人(1981), 高感度自動無定位磁力計および3軸交番磁場消磁装置について. 静大地球科学研報, 6, 35-44.
- 新妻信明・秋葉文雄(1984), プレート沈み込みと日本列島新第三紀テクトニクス. 海洋科学, 6, 4-9.
- NIITSUMA, N. and MATSUDA, T. (1985), Collision in The South Fossa Magna Area, Central Japan. *Rec. Progress, Natural Sci. Japan*, 10, 41-50.
- NIITSUMA, N. and AKIBA, F. (1986), Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japan Island Arcs. in Nasu, N., Ueda, S., and Kagami, H. (Eds.), *Formation of Active Ocean Margins*, 75-108, Terrapub., Tokyo.
- 太田英将(1982MS), 丹沢山地東北部中津川及び早戸川流域の地質. 静大地球科学卒論.
- 関 武夫(1937), 岩殿山礫岩層について. 地質雑, 44, 1000-1008.
- 島津光夫・田淵章敬・鈴木養身(1968), 丹沢山地東北部の地質構造. フォッサ・マグナ(地質学会第75年学術大会討論資料), 142-157.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田 隆(1971), 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. 地質雑, 77, 77-89.
- 島津光夫・楠田 隆(1980), 丹沢山地の新第三紀火山岩類. 地質雑, 86, 593-612.
- 篠木嶺二・見上敬三(1954), 丹沢山塊東北部の構造について. 東京教育大研報, 3, 117-123.
- 田中哲夫(1977MS), 山梨県大月市東方の地質. 東北大理地質古生物学卒論.
- 丹沢団体研究グループ(1973), 丹沢山地のグリーントフに関する研究(その1)—北部地域の層序と構造. 地質学論集, 9, 55-68.
- TOKUHASHI, S. (1979), Three dimensional analysis of a large sandy-flysh body, Mio-Pliocene kiyosumi Formation, Boso peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Geol. & Mineral*, 56, 1-60.
- WATANABE, K. (1954), Tertiary structure of the

western Kwanto district, Japan. With special reference to the crustal movement in the Yorii phase. *Sci. Rept. Tokyo kyoiku Daigaku. Sect C*, **3**, 177-358.

渡部景隆・見上敬三・大野勝二・篠木嶺二(1952), 丹沢山塊東部のいわゆる“御坂層群”. 地質雑, **58**, 218.

山本一行 (1928MS), 山梨県桂川上流地方の第三紀層. 東北帝大理卒論.

山梨県(1970), 山梨県地質誌, 地質図ならびに説明書.

矢野 享(1986), 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境. 静大地球科学研報, **12**, 191-208.