相模トラフ北部の海底地形と断層系の形成

— 5 系統の断層発達史 —

森 慎 一* 藤岡 換 太 郎** 有 馬 眞***

Topographical and Geological Characteristics of the Sagami Trough: Development of Five Fault Systems in the Northern Part of the Sagami Trough

Shin'ichi MORI*, Kantaro FUJIOKA** and Makoto ARIMA***

Abstract

This paper describes topographic and geologic features of the northern part of the Sagami Trough and surrounding areas, off central Japan, and discusses the role of the Philippine Sea plate in the development of the trough's topography and fault systems. In the study area, the Okinoyama Bank Chain, Miura Basin Chain, and several spurs are aligned NW-SE parallel to the axis of the Sagami Trough. We examine the lithological compositions of rock and piston-core samples collected from the R/V *Hyper Dolphin* during Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology dives 906 and 907, and rock samples dredged during Ocean Research Institute of the University of Tokyo cruise KT88. These samples represent mainly volcanoclastic rocks derived from the volcanoes of the Izu arc and subordinate amounts of terrigenous sediment interpreted as derived from the Sagami and Sakawa Rivers.

The topographic and geologic data define five fault systems in the eastern part of the northern Sagami Trough. We interpret the Okinoyama Bank Chain as an elevated outer-ridge belt developed at the landward slope of the plate boundary, which is represented by NW-SE trending right-lateral reverse faults (F₁). At the northeast side of the Okinoyama Bank Chain, NW-SE trending normal faults (F₂) formed and the Miura Basin Chain developed. The cutting relationship between these fault sets suggests that the collision of the Izu arc with the Honshu arc imposed a right-lateral shear stress field on the Okinoyama Bank and Miura Basin Chains. This shear stress may have led to clockwise rotation of these tectonic blocks formation of a set of NE-SW trending left-lateral reverse faults (F₃). The initiation of the Izu block collision is interpreted as a turning point after which the northward motion of the Philippine Sea plate abruptly changed to NW and the Sagami Bay area came under a NW-SE compressional stress field, which resulted in the development of E-W trending right-lateral faults (F₄) in the narrow shelf off the Miura Peninsula. A number of spurs subsequently developed along these faults. Finally, NNE-SSW trending right-lateral normal faults (F₅) developed under an E-W extensional stress field, which caused the formation of N-S trending topographic depressions such as Tokyo Canyon and submarine highs such as Okinoyama and Oiso Spur.

---

* 平塚市博物館

** 海洋研究開発機構

*** 横浜国立大学

* Hiratsuka City Museum

** Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

*** Yokohama National University, Graduate School of Environment and Information Sciences

Key words : Sagami Trough, submarine topography, Okinoyama Bank Chain, Miura Basin Chain, Tokyo Bay's Entrance Fault, fault system, tectonics

キーワード：相模トラフ，海底地形，沖ノ山堆列，三浦海盆列，東京湾口断層，断層系，テクトニクス

I. はじめに

フィリピン海プレート（PHS）北端部では，伊豆・小笠原弧が伊豆半島の付け根で東北日本弧に

衝突している（杉村，1972; Matsuda, 1978）（図1a）。この衝突により，陸域では関東対曲構造が形成され，海域では南海トラフから東北東へ延びるプレート境界が，伊豆半島を取り囲んで屈曲

図 1 (Fig. 1)

し、駿河トラフ～神縄断層～国府津-松田断層を経て、相模トラフへと続いている (Matsuda, 1978; 中村・島崎, 1981 など)。相模トラフは、酒匂川河口沖から南東へ延び、相鴨トラフ (藤岡ほか, 1984)、房総海底谷および安房海底谷を経て、房総沖海溝三重点へと至るプレート境界である (加藤ほか, 1985; 藤岡・塚脇, 1991) (図 1b)。そのため、相模トラフでは変形構造や変動地形が著しい (米倉, 1984; 大河内, 1990; 加藤ほか, 1993 など)。

相模トラフ北部域の海底地形、地質構造、層序などについては、海底地形図や音波探査記録の解析、潜水調査船による潜航などにより、数多くの研究がなされてきた (例えば、加賀美ほか, 1968; 木村, 1973, 1976; 中村・島崎, 1981; 加藤ほか, 1983; 本座, 1984; 貝塚, 1984; Kong *et al.*, 1984; 米倉, 1984; 小川・藤岡, 1985, 1986; 竹内・藤岡,

1985; 藤岡, 1988; 小川, 1988; Ogawa and Taniguchi, 1988; 徳山・徐, 1988; Fujioka *et al.*, 1989; Ogawa *et al.*, 1989, 2008; 大河内, 1990; 蟹江ほか, 1991; 山崎, 1993a; 石橋, 1999; 加藤, 1999 など)。しかし、海底地形や断層系などの地形学的要素と、層序や構造などの地質学的要素をあわせた、沖ノ山堆列や相模トラフのテクトニクスと発達史の理解には、Ogawa *et al.* (2008) で示されているように、多くの未解決な問題が残されている。相模トラフ北部域ではトラフ北東縁のプレート境界に沿って沖ノ山堆列が発達しており (図 1b)、三浦・房総半島の葉山・嶺岡隆起帯と同様、外縁隆起帯として注目される (木村, 1976)。この沖ノ山堆列周辺は PHS の運動を反映した特徴的な変動地形や構造要素が広く発達していることから、関東一円のテクトニクスを考える上で重要な鍵を握っていると考えられる。本論は、沖ノ

図 1 相模トラフ (SGT) 周辺のプレート境界 (a) と相模トラフ北部の海底地形の概観 (b)。

(a) EUR: ユーラシアプレート, NAM: 北アメリカプレート, PAC: 太平洋プレート, PHS: フィリピン海プレート。プレート境界は青池ほか (2001) による。(b) AP: 足柄平野, AT: 熱海, C1: 熱海海底谷, C2: 足柄海底谷, C3: 二宮海底谷, C4: 大磯海底谷, C5: 平塚海底谷, C6: 片瀬海底谷, C7: 葉山海底谷, C8: 三浦海底谷, C9: 三崎海底谷, C10: 城ヶ島海底谷, C11: 東京海底谷, C12: 館山海底谷, C13: 洲崎海底谷, C14: 布良海底谷, C15: 富崎海底谷, C16: 野島海底谷, HMT: 東伊豆単成火山群, HS: 初島, HSM: 東伊豆沖海底火山群, IT: 伊東, JG: 城ヶ島, JO: 城ヶ崎, K1: 真鶴海丘, K2: 平塚海丘, K3: 相模海丘, K4: 三浦海丘, K5: 三崎海丘, K6: 沖ノ山, K7: 布良瀬南海丘, K8: 西乳ヶ崎海丘, KM: 鎌倉, KN: 金目川, KO: 高麗山, KR: 久里浜, MBC: 三浦海盆列, MD: 三崎凹地 (仮称), MK: 三崎, MT: 宮田, MZ: 真鶴岬, NM: 二宮, OBC: 沖ノ山堆列, OD: 小田原, OSH: 大磯丘陵, S1: 熱海海脚, S2: 大磯海脚, S3: 江ノ島海脚, S4: 鎌倉海脚, S5: 亀城海脚, S6: 宮田海脚, S7: 三崎海脚, S8: 城ヶ島海脚, S9: 中ノ瀬, S10: 布良瀬海脚, S11: 布良瀬, S12: 野島海脚, SB: 相模海盆, SD: 洲崎凹地 (仮称), SGT: 相模トラフ, TM: 富浦, TZ: 鰐崎, UG: 浦賀水道。海底地形図は (財) 日本水路協会海洋情報研究センター発行の海底地形デジタルデータ M7001 を使用して GMT により作成した。陸域については、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) のデジタルデータをを用いて、接峰面図を作成した。等高線と等深線間隔は 50 m。

Fig. 1 A plate-tectonic framework in and around the Sagami Trough (SGT) (a) and simplified topographic map of the northern part of the Sagami Trough (b).

(a) EUR: Eurasian plate, NAM: North American plate, PAC: Pacific plate, PHS: Philippine Sea plate. The plate boundary is based on Aoike *et al.* (2001). (b) AP: Ashigara Plain, AT: Atami, C1: Atami Canyon, C2: Ashigara Canyon, C3: Ninomiya Canyon, C4: Oiso Canyon, C5: Hiratsuka Canyon, C6: Katase Canyon, C7: Hayama Canyon, C8: Miura Canyon, C9: Misaki Canyon, C10: Jogashima Canyon, C11: Tokyo Canyon, C12: Tateyama Canyon, C13: Sunosaki Canyon, C14: Mera Canyon, C15: Tomizaki Canyon, C16: Nojima Canyon, HMT: Higashi-Izu Monogenic Volcanic Group, HS: Hatsushima, HSM: Higashi-Izu-oki Submarine Volcanoes, IT: Ito, JG: Jogashima, JO: Jogasaki, K1: Manazuru Knoll, K2: Hiratsuka Ridge, K3: Sagami Knoll, K4: Miura Knoll, K5: Misaki Knoll, K6: Okinoyama, K7: Merase-Minami Knoll, K8: Nishichigasaki Knoll, KM: Kamakura, KN: Kaname River, KO: Komayama, KR: Kurihama, MBC: Miura basin chain, MD: Misaki Depression (tentative name), MK: Misaki, MT: Miyata, MZ: Manazuru-misaki, NM: Ninomiya, OBC: Okinoyama bank chain, OD: Odawara, OSH: Oiso Hill, S1: Atami Spur, S2: Oiso Spur, S3: Enoshima Spur, S4: Kamakura Spur, S5: Kameki Spur, S6: Miyata Spur, S7: Misaki Spur, S8: Jogashima Spur, S9: Nakanose, S10: Merase Spur, S11: Merase, S12: Nojima Spur, SB: Sagami Basin, SD: Sunosaki Depression (tentative name), SGT: Sagami Trough, TM: Tomiura, TZ: Turugizaki, UG: Uruga-Suido. The submarine contour map is based on the digital data M7001, which was issued by the Marine Information Research Center of Japan Hydrographic Association. The summit level map of the terrestrial area is based on 50 m mesh digital data, which was issued by the Geographical Survey Institute. Contour interval is 50 m.

図 2 相模トラフ北部とその周辺地域の層序。

1): 木村 (1976), Kong *et al.* (1984), 大塚 (1985), 2): Ito (1986), 矢野 (1986), 小山ほか (1986), 3): 蟹江 (1999b), 4): 鈴木ほか (1995), 高橋 (2008), 5): 小竹 (1988), 小竹ほか (1995), 高橋 (2008) による。C: 海底谷, Fm.: 層, Gp.: 層群, K: 海丘, M: 三浦海盆列, R: 海膨, * 相当層。地質年代区分, 石灰質ナノ化石帯, 年代欄は Okada and Burkry (1980), Berggren *et al.* (1995), Schneider *et al.* (1997), 柳沢・高橋 (2008), ICS (2009) による。

Fig. 2 Stratigraphy of the northern part of the Sagami Trough and adjacent area.

1): Kimura (1976), Kong *et al.* (1984), Otuka (1985), 2): Ito (1986), Yano (1986), Koyama *et al.* (1986), 3): Kanie (1999b), 4): Suzuki *et al.* (1995), Takahashi (2008), 5): Kotake (1988), Kotake *et al.* (1995), Takahashi (2008), C: Canyon, Fm.: Formation, Gp.: Group, K: Koll, M: Miura Basin Chain, R: Ridge, * equivalent group. Geological time scale, calcareous nannofossil zone and age are based on Okada and Burkry (1980), Berggren *et al.* (1995), Schneider *et al.* (1997), Yanagisawa and Takahashi (2008) and ICS (2009).

山堆列を中心とした相模トラフ北部域の海底地形や断層の地形学的ならびに地質学的な特徴を明らかにし、沖ノ山堆列周辺の変動地形、とくに断層系形成過程を PHS の運動との関係から考察する。

なお、断層系等の構造形成過程の解析には、解像度のよい音波探査記録の解析と解釈が重要である。従来得られているそれらは 1990 年以前のものがほとんどで、最近のものは公表されていない。今回は既存の公表済みのものを利用するにとどめるが、将来、高解像度の音波探査記録は研究の重要な手段となると思われる。

II. データと解析手法

相模トラフ北部とその周辺陸域の層序を図 2 に

掲げた。

海底地形を解析するにあたり、(財)日本水路協会海洋情報研究センター発行の海底地形デジタルデータ M7001 を使用した。このデータは海上保安庁刊行の 5 万分の 1 および 10 万分の 1 の相模湾海底地形図の等深線をデジタイズした海底地形データである。まず、このデータ (アスキーファイル) を 3 秒のグリッドデータに変換し、Generic Mapping Tools (GMT) により海底地形図 (図 1b など; 等深線間隔 10 m) を作成した。あわせて、海上保安庁水路部 (1983a, b) の 5 万分の 1 および 10 万分の 1 相模湾海底地形図を補助的に用いた。これらの海底地形図から海丘および海脚の深度や方向などの諸要素表 (表 1), 単

表 1 相模湾の海丘・海脚の地形的諸要素.

Table 1 Topographic features of knolls and spurs in Sagami Bay.

	Code	Name	A (m)	B (m)	C (m)	Relative elevation (m)	Direc- tion	Surface I (m)	Surface II (m)	Surface III (m)	Size (km)
Knoll	K1	Manazuru Knoll	868	900	1300	400	EW	—	870–950	—	7.5 × 4
	K2	Hiratsuka Ridge	800	860	1050	190	N30E	—	800–940	—	12.5 × 2.5
	K3	Sagami Knoll, west bank	490	500	1350	850	N45E	490–540	660–790	1050–1100	12 × 10
		Sagami Knoll, east bank	466	470	1430	960		460–500	650–760	910–990	
	K4	Miura Knoll	557	550	1100	550	N40E	550–600	810–900	970–1030	6.5 × 4
	K5	Misaki Knoll	414	450	1100	650	N50E	410–450	600–650	950–1000	9 × 7
	K6	Okinoyama	54	75	1420	1345	N50W	(50–100)	250–340	1050–1110	11 × 5.5
	K7	Merase-Minami Knoll	622	620	2000	1380	N50W	620–630	870–900	—	10 × 8
Spur	S1	Atami Spur	280	280	1350	1070	N50E	280–350	450–500	—	7 × 3
	S2	Oiso Spur	84	100	1050	950	N35E	(90–110)	—	—	10 × 7
	S3	Enoshima Spur	110	130	1000	870	N45E	350–490	710–800	—	12 × 6.5
	S4	Kamakura Spur	105	130	950	820	N50E	220–300	550–650	—	7 × 5
	S5	Kameki Spur	110	120	950	830	N70E	270–350	700–800	—	12 × 5
	S6	Miyata Spur	200	200	1100	900	N60E	200–300	650–800	—	8 × 3
	S7	Misaki Spur	430	430	960	530	N70E	420–450	650–850	—	9 × 5
	S8	Jogashima Spur	390	420	1120	700	N60E	220–350	390–450	—	6 × 4
	S9	Nakanose	89	90	600	510	N60E	90–100	—	—	6 × 3
	S10	Merase Spur	470	480	1700	1220	N60W	450–500	720–800	1050–1150	14 × 5
	S11	Merase	62	70	1100	1030	EW	70–100	—	—	9 × 7
	S12	Nojima Spur	120	120	2300	2180	N55E	240–260	1120–1150	1120–1150	12 × 11

A: depth to the top of Knoll or spur, B: depth to the deep-sea terrace of knoll or spur, C: depth of basin,
( ): abrasion platform of the last glacial stage.

A: 山頂水深, B: 山頂平坦面の水深, C: 海盆の水深, ( ): 最終水期の海食台.

成火山分布図 (図 3a), 相模湾横断面図 (図 3b), リニアメントおよび断層図 (図 4, 図 5, 図 6), 深海平坦面分布図 (図 3a, 図 5, 図 6), 傾斜変換点図 (図 4, 図 6), 凹地分布図 (図 5), 海丘縦断面図 (図 7), 海底谷縦断面図 (図 8), 水系図 (図 9) 等を作成して変動地形の特徴を検討した。

さらに, 既存文献 (橋本ほか, 1988; 蟹江ほか, 1991; 小川ほか, 1999 など) からシロウリガイ分布図 (図 4, 図 5, 図 6) や潜航調査位置図 (図 10) 等を作成した。

深海平坦面を認定するにあたって, まず, 勾配 100‰以下の平坦面ないし緩斜面を選び出し, 高度と段丘崖状の急崖によって面区分を行った上で, それらの面が既存の音波探査記録 (木村, 1976; 加藤ほか, 1983; Kong *et al.*, 1984; 大河内, 1990 など) から堆積面であることを確認した。音波探査記録から水平な堆積構造が読みとれるものはトラフ底堆積物と判断し, 海底谷末端に下流へ傾斜した構造が認められるものは深海扇状地と判断した。海底谷が相模トラフに合流する箇所に

図 3 (a) 相模湾における深海平坦面と単成火山・側火山の分布と配列。火山分布は地形判読と、中村, 1969; 葉室ほか, 1980; 小山, 1993, 1995 による。地形断面図 (1-1' 等) は図 3b 参照。 (b) 相模湾の地形横断面図。数字は断面番号。断面位置は図 3a 参照。K1, S3 等の記号は図 1b と対応する。

Fig. 3 (a) Distribution of deep-sea terrace and monogenetic- and lateral-volcanoes in Sagami Bay. Locations of volcanoes are after Nakamura (1969), Hamuro *et al.* (1980) and Koyama (1993, 1995). In addition, previously unrecognized volcanoes are identified on the basis of topographic characteristics. (b) Topographic profiles in the northern part of Sagami Bay. Numbers (1-1', 2-2', 3-3', 4-4', 5-5') are profile numbers corresponding to profile positions given in Fig. 3a. Locations of sites (K1, S3, etc.) are given in Fig. 1b.

図 4 相模湾のその周辺の断層・リニアメント系。

ATF: 熱海峠断層, IKTL: 生沢構造線, KMF: 国府津-松田断層, KNF: 神縄断層, MSF: 南下浦断層, NIF: 北伊豆断層系, SGTL: 相模構造線, TKF: 東京湾口断層, WSBF: 西相模湾断裂。海域の断層・背斜軸・向斜軸については、地形判読・映像解析のほかに、木村 (1976), 大河内 (1990) を参考とした。葉山-嶺岡帯および陸上の断層は、垣見ほか (1973), 木村 (1976), 活断層研究会 (1991) による。

Fig. 4 Distribution of faults and lineaments in Sagami Bay and its surrounding area.

ATF: Atami-toge Fault, IKTL: Ikusawa Tectonic Line, KMF: Kodu-Matsuda Fault, KNF: Kannawa Fault, MSF: Minami-shitaura Fault, NIF: North Izu Peninsula Fault System, SGTL: Sagami Tectonic Line, TKF: Tokyo Bay's Entrance Fault, WSBF: West-Sagami-Bay Fracture. Faults, anticline and syncline in the submarine area are located on the basis of topographic map reading, deep-sea video-images, and after Kimura (1976) and Okouchi (1990). Distribution of Hayama-Mineoka Zone and faults on the terrestrial area are after Kakimi *et al.* (1973), Kimura (1976), and Research Group for Active Faults of Japan (1991).

発達する水深 1000 m 以深の平坦面は、扇状地特有の地形学的特徴や既存の音波探査記録から読みとれる構造により、Kong *et al.* (1984) や大河内 (1990) が記述しているように、海底谷末端部に形成された深海扇状地とした。

断層地形の判読は、(1) リニアメントのなかで

直線的な急崖を有するもの、(2) 断層鞍部、分離丘陵、小凹地、傾斜変換点などの存在、(3) オフセット地形、(4) 平坦面の高度と傾動、(5) 潜航映像による岩相や構造の変化など、地形と地質の特徴を総合的に評価して判断した。オフセット地形は、リニアメントに対して、水系や尾根のズ

図 5 東京海底谷合流付近の海底地形と断層系。

MF: 三浦海底谷扇状地, TF: 東京海底谷扇状地, K1, S7, C9 等の記号は図 1b と対応する。等深線間隔は 10 m。

Fig. 5 Topographical characteristics and distribution of fault systems in the Tokyo Canyon and its surrounding area. MF: Miura Canyon fan, TF: Tokyo Canyon fan. Locations of sites (K1, S7, C9 etc.) are given in Fig. 1b. Contour interval is 10 m.

レ、あるいは谷頭部や傾斜変換点が直線的に配列していることから判断した。陸域については、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) のデジタルデータを用いて切峰面図を作成し、海陸の地形を同じ精度で表した。

地質記載については、海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の「しんかい 2000」(2K), 「ドルフィン 3K」(3K), 「ハイパードルフィン」(HD) による映像記録を解析した。2K, 3K, HD による沖ノ山堆列での 23 回の潜航ビデオ映像を調べ、映像と音声からルートマップを作成し、岩相および構造について検討した。2008 年 9 月に実施した HD#906, 907 潜航 (首席研究者: 藤岡換太郎) の成果 (Fujioka *et al.*, 2008) も用い、採取された試料の粒度分析

と検鏡を行った。また、1988 年 2 月に東京大学海洋研究所が実施した KT88-1 相模湾航海のドレッジ箇所 10 地点のうち、6 地点のドレッジ堆積物試料 358 点について岩相ごとに分類し、分類した代表的な試料について、粒度分析、砂組成分析、岩石薄片による検鏡を行った。火山噴出物であるスコリア、軽石については、ここでは、サイズを問わず小礫程度の発泡した黒色ないし褐色のものをスコリアと、白色ないし黄色のものを軽石として用いる。

なお、海底地形名については海上保安庁の海底地形名リストによったが、標準化の図られていない海底地形名については命名者を本文中に記した。沖ノ山については沖ノ山堆とも呼ばれるが、

図 6 足柄海底谷および平塚海底谷付近の海底地形と断層系.

断層名 (KMF, SGTL, ATF, WSBF) は図 4 に, その他の記号は図 1b に対応する. 等深線間隔は 10 m.

Fig. 6 Topographical characteristics and distribution of fault systems in the Ashigara Canyon, Hiratsuka Canyon, and surrounding area.

Fault name (KMF, SGTL, ATF, WSBF) are given in Fig. 4. Locations of sites (K1, S2, C5 etc.) are given in Fig. 1b. Contour interval is 10 m.

海上保安庁では bank と認定しておらず沖ノ山と呼称しているのでそれを使用した。また、相模トラフの堆積物については、従来上総層群・相模層群相当層が用いられてきたが (木村, 1976; 山崎, 1993a; 服部ほか, 1995 など), 本稿では上総層群および相模層群は前弧海盆堆積物に適用すべきであると考え、かわりに海溝陸側斜面～トラフ底堆積物との意味で、南房総の千倉層群および豊房層群 (小竹, 1988) 相当層なる呼称を用いた。

III. 地形記載

本稿では、酒匂川河口沖から房総沖の野島海脚までの、相模トラフが北西-南東方向に延びてい

る範囲を相模トラフ北部として検討対象地域とした。この地域は海底地形の特徴から、相模トラフの伸長方向に並行して、相模湾西部、同中部および同東部に大きく三区分できる (図 1b)。相模湾西部は PHS の伊豆・小笠原弧に、同中部はプレート境界部に、同東部は北アメリカプレート (NAM) に属する (例えば, Ogawa *et al.*, 2008)。相模湾西部と同中部については、すでに葉室ほか (1980), 大塚 (1985), 石橋 (1988), 大河内 (1990), Koyama and Umino (1991), 小山 (1993, 1995), 小山ほか (1995) などによる研究があり、今回の筆者らの見解と類似するのでそれらを引用するとともに簡潔に記載するにとどめる。しかし、相模

図 7 沖ノ山堆列の縦断面図。

Fig. 7 Topographic profile of Okinoyama Bank Chain.

図 8 相模湾東部の海底谷の縦断面図。

Fig. 8 Topographic profile of submarine canyons in the eastern part of Sagami Bay.

湾西部と同中部は後述する PHS の運動方向の議論に関連するので重要である。

同東部については新知見が得られ、かつ、この地域のテクニクスを論ずる上で重要と考えられ

るので詳述することとする。

1) 相模湾西部

相模湾西部は相模トラフの西側の地域で、伊豆・小笠原弧の北東端部にあたり、箱根火山山麓

図 9 海脚南にみられるオフセット地形. S3, C6 等は図 1b 参照. 等深線間隔 10 m.

Fig. 9 Topographic offsets recognized to the south of spurs at the edge of the continental shelf. Locations of sites (S3, S4, C6, and C7) are given in Fig. 1b.

や初島火山などからなる伊豆半島東側の陸棚，東伊豆沖海底火山群，伊豆大島火山よりなり，火山地形で特徴づけられる。

伊豆半島東側の陸棚は真鶴岬から初島付近を中心に分布する（図 1b）。この陸棚には箱根火山と初島火山の間に，相模湾西部で唯一の海底谷である熱海海底谷が発達している。熱海海底谷南壁は北壁と比べてきわめて急で，かつ直線的である。熱海海底谷の南側には初島北から北東に熱海海脚が伸び，真鶴海丘へと続く。

伊東以南の陸棚斜面には多数の単成火山からなる東伊豆沖海底火山群（葉室ほか，1980）が分布する（図 3a）。これらの海底火山群は $N40 \sim 50^\circ W$ に配列し，0.15 Ma 以降に形成された伊豆半島陸域の東伊豆単成火山群（小山ほか，1995）と同方向である。

伊豆大島火山は 3 ～ 4 万年以降に形成された成層火山で（川辺，1998），側火山列が $N30 \sim$

$45^\circ W$ に並ぶ（図 3a）。相模トラフに面する東側斜面は急傾斜で，西側斜面の緩傾斜と対照的である（図 1b）。

真鶴岬東方から城ヶ崎東方にかけては，南北方向に比高 1000 m の急傾斜な陸棚斜面が連なり，相模海盆と境する。真鶴海丘以南の $N10^\circ E$ 方向の陸棚斜面急崖部には西相模湾断裂（石橋，1988）が想定されている（Koyama and Umino, 1991; 小山, 1993, 1995）（図 4）。

2) 相模湾中部

相模湾中部は相模トラフ中央部の海盆をなす地域である。真鶴海丘を隔てて南側に広い相模海盆が，北側に足柄海底谷が認められる。

ここでは相模海盆（木村，1973）を，伊豆半島東側の陸棚急崖部（西相模湾断裂），真鶴海丘，沖ノ山堆列西縁（相模構造線），伊豆大島北斜面で囲まれた台形を呈する海盆と定義する（図 1b）。この海盆は真鶴海丘東で水深 1400 m，布良瀬海

の異なる盆地を呈する。

相模トラフ最上流域にある足柄海底谷（大河内, 1990）は陸棚縁では8 kmの谷幅をもち、真鶴海丘北にかけて逆二等辺三角形状を呈す（図1b）。この谷は、陸上で足柄平野に連なり、陸棚が幅500 m以下とほとんど発達していない。陸棚上部急斜面では土石流の浸食と堆積による幾筋もの細かなガリー状の谷と比高数10 mの尾根とが、必従方向に延びる（大塚, 1985）（図6）。足柄海底谷は40～50%の勾配をもち、水深1300 mまで一気に下る。大塚（1985）によれば、この海底谷を構成する堆積物は、ピストンコアおよび音波探査記録から、同心円状の層厚変化を示す粗粒堆積物からなり、深海扇状地堆積物である。真鶴海丘と相模海丘の間の狭窄部（水深1370～1400 m）には傾斜変換点が認められ、足柄海底谷と南側の広い相模海盆とを境する。

相模海丘と足柄海底谷の境をなす真鶴海丘は、初島北東沖にある「へ」の字型を呈した海丘で、初島北から北東に延びる熱海海脚に連なる（図1b, 図6）。真鶴海丘と相模海盆との比高は430 m程である。山頂付近の水深870～950 mに深海平坦面が認められる（図3a, 図6, 表1）。

3) 相模湾東部

相模湾東部は相模トラフ東側の地域で、沖ノ山堆列、三浦海盆列、海脚列、陸棚で特徴づけられる（図1b, 図3a）。沖ノ山堆列の背後には三浦海盆列や海脚列が、北西-南東方向に規則的に配列する。沖ノ山堆列と相模海盆とを区切るNW-SEの断層はプレート境界断層である相模構造線（木村, 1971; 杉村, 1972では相模湾断層）である。これらの沖ノ山堆列、三浦海盆列、海脚列はNE-SWの断層により切断され、そこに海底谷が発達する。

3-1) 沖ノ山堆列

ここでは、沖ノ山堆列（木村, 1971）を、北より大磯海脚、平塚海膨、相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山、布良瀬海脚、布良瀬南海丘と並ぶ、海丘、海脚、堆からなる地形的高まりと再定義する。大磯海脚は、大磯丘陵東部の高麗山地と連続すること、大磯丘陵が沖ノ山堆列の一部とみ

なされること（中村・島崎, 1981; Ito, 1986 など）から、布良瀬海脚は背後の洲崎海底谷の盆地が後述する三浦海盆列の一部と考えられることから、沖ノ山堆列に含めた。

各海丘は長辺7～12 km、短辺3～10 km程の四角形を呈し、長軸方位が大磯海脚から三崎海丘にかけて北北東から東北東へと変化する（表1）。この傾向は海底谷の方位にも表れている。

各海丘には、数段の深海平坦面が認められ、高次のものからⅠ面、Ⅱ面、Ⅲ面およびⅣ面と区分した。各海丘の山頂にⅠ面が、中腹にもう2つの小規模なⅡ面、Ⅲ面が識別できる（図3a, b, 図7）。Ⅳ面は現在の相模トラフ底および海底谷底である。陸棚の一部である大磯海脚と沖ノ山は最終氷期の海食台である（大河内, 1990）。Ⅰ面の高度は、ほぼ類似した高度（水深450～600 m）にある（表1）。Ⅱ面の高度も堆列全体ではほぼ一様（水深600～900 m）である。平塚海膨の山頂平坦面は他の海丘のⅡ面と同高度にあるのでⅡ面とした。Ⅱ面とⅢ面は海底谷に沿って分布する。三崎海丘のⅠ面とⅡ面の高度は、相模海丘東堆と比べて50～100 m程高い（表1）。

沖ノ山堆列の断層やリニアメント系は、NW-SE, NE-SW方向が卓越する（図4）。NW-SE系は沖ノ山堆列西縁を区切る相模構造線に調和的である。相模構造線は、大磯海底谷、平塚海底谷、城ヶ島海底谷を相模トラフ合流点付近で切断している（図8の傾斜変換点）。一方、NE-SW系は陸棚で必従する海底谷の延びの方向と調和的であり、沖ノ山以北では相模構造線を見かけ上、左ズレさせている。

三崎海丘にはNE-SWに延びる断層地形が明瞭である。この断層により、三崎海丘は右ズレを起こしているようにみえる。山頂平坦面（Ⅰ面）は南東側が110 m落ち込み、北側の三浦海盆の平坦面（Ⅱ面）は40 m変位している（図3a, 図5, 図7）。

沖ノ山堆列のなかで、平塚海膨（加藤, 1999）は細長い雨滴状をなし、山頂平坦面も水深800 mと深く、形状や規模および水深からみて異質である（図6）。海膨を刻む小谷がほとんど発達して

いないことから、他の海丘と比べて新しい堆積地形である。

3-2) 三浦海盆列と海脚

沖ノ山堆列と北東側にある陸棚斜面および海脚との間は、海底谷の谷幅が広くなり、比較的小起伏な盆地状をなすことから、三浦海盆列と呼ばれている(木村, 1973)。海脚の南西側の先端部には、谷壁の浸食のきわめて少ない緩傾斜の堆積地形(Ⅱ面)が広く認められる(図3a)。その高度はいずれも、水深650~850 mにあり、沖ノ山堆列のⅡ面高度と類似している。この海脚南西端部の緩斜面は各海底谷沿いの低地や小起伏面をあわせて、小規模な海盆を構成する。沖ノ山堆列の背後にはこうした小規模な海盆と海脚がセットとなって北西-南東に配列する(図3a)。ここでは三浦海盆列を、平塚海膨背後の平塚海底谷、片瀬海底谷上流域、相模海丘背後の葉山海底谷上流域、三浦海丘背後の三崎海底谷~城ヶ島海底谷上流域、三崎海丘背後の三崎凹地(仮称)、城ヶ島海脚付近の東京海底谷沿い、布良瀬海脚背後の洲崎凹地(仮称)と再定義する。三崎凹地と洲崎凹地は三浦海盆列中の明瞭な凹地で、前者は三崎海丘東に、後者は沖ノ山と中ノ瀬との間の洲崎海底谷に位置する、四角形を呈した小堆積盆地である(図5)。

海盆列の北東側には海脚が北から江ノ島海脚、鎌倉海脚、^{かめき}亀城海脚、宮田海脚、三崎海脚、城ヶ島海脚と並ぶ(図1b)。海脚自体には小さな谷が密に刻まれているが、三浦海盆列の一部である海脚南西端部には小さな谷が認められない。

江ノ島海脚、鎌倉海脚、亀城海脚の陸棚斜面には、E-WないしENE-WSW方向の右横ズレ断層を示唆する、斜面を刻む小谷や細い尾根が右に引きずられたオフセット地形が連続して認められる(図9)。亀城海脚南の右横ズレ断層は、三浦半島の宮田台地と三崎台地を境する南下浦断層に連なる(図4)。また、江ノ島海脚、鎌倉海脚、亀城海脚の麓部(地形的には三浦海盆列内)には、東西性の断層の存在を示す直径1~2 kmの断層鞍部と分離丘陵とがセットで認められる(図4, 図9)。なお、ケルンコルおよびケルンバット

の用語は、現在欧米では用いられないようであるが、Neuendorf *et al.* (2005)には記載されている。ケルンコルは断層鞍部であるための必要条件であり、断層鞍部はケルンコルであるための十分条件であるので、図4, 図5, 図6にはあえて、ケルンコルと表現した。

3-3) 海底谷

相模湾東部には、北から二宮海底谷、大磯海底谷、平塚海底谷、片瀬海底谷、葉山海底谷、三浦海底谷、三崎海底谷、城ヶ島海底谷、東京海底谷、洲崎海底谷、布良海底谷、富崎海底谷、野島海底谷が発達する(図1b)。洲崎海底谷以北の海底谷は下流域では相模トラフに必従的に、おおむね北東-南西方向を有し、沖ノ山堆列を寸断する断層系に伴われる。

これらの海底谷は下流域では沖ノ山堆列間を流れるため峡谷状をなすが、中流域では三浦海盆列となり谷幅が広がる。上流域では、海底谷はさらに東方に曲がる。上流域でも下流域でも、南側の海底谷ほど東西性に近くなる。こうした傾向は相模湾の陸棚の形に必従的である。この上流域の東西性の谷により陸棚斜面が分断され、海脚が形成されている。

平塚海膨を挟む平塚海底谷と大磯海底谷は相模川と金目川という陸上河川の延長であり、いずれもU字型の谷底を呈し、前者が2~3 km、後者が1 kmと広い谷幅をもつ(図6)。谷幅の広い平塚海底谷より大磯海底谷の谷底が30~50 m深い。

東京海底谷は相模湾東部で最大の海底谷で、東京湾内を南流し、三浦半島および房総半島の形状に沿って中央部を流れる。久里浜沖に陸棚の谷頭部があり、浦賀水道を蛇行しながら南下し、富浦西方より西流する(図1b)。劔崎南方の蛇行部(水深920~960 m)には急流部が認められる。三浦海丘と沖ノ山の間の出口で、両海丘の南西縁を区切る相模構造線はこの東京海底谷沿いのNE-SW走向の断層を境に2.5 km左ズレをなしている(図5)。両海丘の南西に広がる深海扇状地(図5のⅢb面)もこの断層を境に1.5 km程左ズレをなし、東京海底谷北側のⅢb面の高度が50 m高くなっている(図4, 図5)。

図 11 KT88-1 および HD#906, 907 での試料の砂組成 (1/4-1/8 粒径)。

D1: 沖ノ山南斜面 水深 202 m, D5: 三崎海丘北西 水深 822 m, D6: 三浦海丘北西 水深 870 m, D7: 相模海丘南斜面 水深 1111 m, D8: 相模海丘南斜面 水深 911 m, HD#906-C01: 小田原沖 水深 640 m, HD#907: 相模海丘南西斜面 水深 1029 m (R02)・1125 m (C01), 相模海丘西堆山頂 水深 477 m (C02). C01, C02 は柱状コアラーによる現世堆積物。

Fig. 11 Dive locations of KT88-1, HD#906, and #907 cruises in Okinoyama Bank Chain. Pie charts depict lithological composition of sedimentary rocks collected by the cruises.

D1: Okinoyama, 202 m depth, D5: Misaki Knoll, 822 m depth, D6: Miura Knoll, 870 m depth, D7: Sagami Knoll, 1111 m depth, D8: Sagami Knoll, 911 m depth, HD#906-C01: off Odawara, 640 m depth, HD#907: Sagami Knoll, 1029 m depth (R02), 1125 m depth (C01), 477 m depth (C02). C01, C02: Recent sediments collected by MBARI core sampler.

IV. 沖ノ山堆列の地質と構造の記載

1) ドレッジ試料およびピストンコア

ここでは KT88-1 航海でのドレッジ試料, および HD#906, 907 潜航のピストンコアの岩相と砂組成を記載する。KT88-1 航海のドレッジ 6 地点は, D1 (沖ノ山南斜面, 水深 202 m), D2 (沖ノ山南東斜面, 水深 339 m), D5 (三崎海丘北西斜面, 水深 822 m), D6 (三浦海丘北西斜面, 三浦海底谷側, 水深 870 m), D7 (相模海丘南, 相模トラフ側斜面,

水深 1111 m), D8 (相模海丘南, 水深 911 m) であり, HD#906, 907 潜航での試料は HD#906-C01 (小田原沖, 水深 640 m) と, HD#907-C01 (相模海丘南, 水深 1125 m), HD#907-C02 (相模海丘西堆山頂, 水深 477 m), HD#907-R02 (相模海丘南西, 水深 1029 m) である (図 10, 図 11)。

KT88-1 のドレッジ試料は, ①シルト岩, ②凝灰岩, ③固結シルト岩の 3 タイプに大別できる (図 10)。①タイプは黄灰色の砂質シルト岩ないし凝灰質砂質シルト岩で, かなり脆弱である。テ

フラをまったく含まないもの、スコリア質粗粒火山灰の粒子や薄層を挟在するもの、白色軽石のみを含むもの、雑多なスコリア、軽石、岩片を含み凝灰質なものなどさまざまであるが、スコリア質粗粒火山灰を含むものが圧倒的に多い。②タイプは固結の進んでいない凝灰岩類で、スコリア質粗粒火山灰の密集部、遊離斑晶質粗粒火山灰、紫灰色～白色細粒火山灰、凝灰質粗粒砂岩などであり、スコリア質粗粒火山灰からなるものが多い。③タイプは固結シルト岩であり、凝灰質砂質シルト岩、生物擾乱に富む不均質シルト岩、偽礫を含むシルト岩、径5 mm大のスコリア質ラピリを含むスコリア凝灰岩などで、①・②タイプと比べて、固結度がきわめて高いのが特徴である。③タイプはD1地点に多量に認められるほか、D5地点にも一部が認められた(図10)。D1、D7地点を除くと、①・②タイプの比率に大きな違いは認められない。

次に、KT88-1 (D1, D5～D8) およびHD#906, 907による試料の砂組成を示す(図11)。D5地点では玄武岩質スコリアが70%を占め、軽石を含まないのに対して、D6地点では玄武岩質スコリアと輝石デイサイト質軽石とが混在している。相模海丘(D8, HD#907)ではスコリアが卓越するが、軽石を10～20%含むものが多い。D7地点では軽石を主とする軽石凝灰岩も認められる。ここで、特記すべきは丹沢・愛川層群由来のグリーン・タフおよび四万十累層群由来の頁岩や砂岩粒子を含むもので、D7地点で認められる。これはHD#906-C01の砂組成と類似するが、四万十累層群起源の砂粒子を含む点で異なる。四万十累層群の砂粒子は酒匂川からは供給されず、相模川からのみ供給される。D7地点は相模トラフ底より320 m高い。

また、相模海丘西堆の山頂平坦面(HD#907-C02)には、現世の粗粒砂が厚さ25 cm以上堆積している。この砂は、トラフ底や相模海丘を構成するタービダイト性の砂層(HD#906-C01, HD#907-C01)と比べて級化成層を示さず、黒色スコリアが60%を占める塊状の粗粒砂であり、有孔虫を多量に含んでいる。

2) 潜航調査映像からみた沖ノ山堆列の構造

2-1) 大磯海脚

大磯海脚では南東斜面の5潜航(2K#111, 510, 660, 956, 3K#128)の映像を解析した(図10)。ここでの地層はWNW-ESE～E-W走向で、向斜構造を呈す。下部から成層した泥岩層(軽石層を挟在せず)、塊状の凝灰質砂岩層、角礫岩層と重なり、上方粗粒化傾向を示す。東側の2K#956は、西側の2K#660と同様の岩相変化を示すが、NE-SW走向、北傾斜の構造を有する。陸棚上面は露岩を軟らかい泥が薄く覆う。

2-2) 相模海丘

相模海丘では西堆南麓にシロウリガイ群集が存在するためトラフ側斜面に数多くの潜航が集中している。ここでは10潜航(2K#112, 113, 166, 168, 169, 511, 583, 3K#220, 295, HD#907)の映像を解析したほか、9潜航(2K#178, 661, 1047, 3K#91, 113, 114, 166, 186, 187)については文献(蟹江ほか, 1991; 服部ほか, 1992, 1995; 山崎, 1993a; 小川ほか, 1999)を参考とした(図10)。西堆南斜面を構成する地層は塊状泥岩ないし層理の明瞭な泥岩と砂岩および火砕岩の互層からなり、スコリア層や白色凝灰岩層を頻繁に挟在する(2K#168, 511, 3K#113, 114, HD#907など)。白色凝灰岩層は厚さ数cm～10 cm程度のものが多い。

HD#907潜航では水深1173 m付近で泥岩礫と玄武岩礫からなる厚さ2 mの角礫岩層を、水深930 mで玄武岩礫のみからなる厚さ80 cmの角礫岩層を確認した。採集した玄武岩礫(#907R03, 04)は斑状のカンラン石玄武岩ないし無斑晶質玄武岩である。前者は最大3 mmに達する斑晶(斜長石、普通輝石、カンラン石)をもち、0.1～0.2 mm大の斜長石lathに富む石基で、intersertal組織を呈す。西堆南の水深1130～1050 mには、東から西に逆傾斜する段丘状の深海平坦面(Ⅲ面)が認められ、未固結の泥に覆われる。HD#907潜航では、この平坦面と急斜面との傾斜変換点付近の水深1060 mおよび水深1091 mにシロウリガイの合弁死殻が1個体ずつ認められた。これは付近に断層の存在を示唆する。

相模海丘南西斜面の水深 1400 ~ 930 m の潜航映像では、構造はすべて NW-SE ないし E-W 走向を示し、南へ 30 ~ 40° 傾斜する。相模海丘西堆付近 (3K#220 潜航) では、水深 800 m 以浅に白色軽石層を挟む成層した軟質シルト岩が露出し、N-S 走向で西へ緩く傾斜している。また、相模海丘東堆南東麓、三浦海底谷沿い (3K#295 潜航) では、成層する泥岩層を覆って塊状の角礫岩層が南西へ傾斜しているのが確認される。

2-3) 三浦海丘

三浦海底谷沿いのおもに 4 潜航 (2K#167, 171, 172, 3K#296) の映像を確認した (図 10)。山頂に近い 2K#172 では泥に覆われているが、他の 3 潜航ではいずれも厚い角礫岩層が観察され、三浦海底谷を隔てた対岸の相模海丘側 (3K#295) と同様の岩相である。2K#167 では水深 1100 ~ 1050 m 付近に角礫岩層が、それ以浅では層状の砂岩~泥岩層が認められた。

構造は一般に NE-SW 走向で 30 ~ 40° 南に傾斜するが、2K#167 では上流側の上位が NW 傾斜となり、向斜構造が認められる。

V. PHS の運動方向についてのレビュー

上記の地形の特徴と構造要素は、この地域のプレート配列の歴史を反映している。プレート配列を決定している要因では PHS の運動方向が最も重要であると考えられる。したがってここでは、現在までに発表されている、相模湾北部での NAM に対する PHS の相対的な運動方向についての論文をレビューした。

相模トラフ付近での NAM に対する現在の PHS の相対的な運動速度はプレート運動学的に N40°W へ 2.7 cm/y とされている (Seno *et al.*, 1993)。南部フォッサマグナ地域では、さまざまな地形学的・地球物理学的要素、岩脈や断層の応力場解析などから現在の北西進、1 Ma 以前 (あるいは 1 ~ 0.5 Ma) の北進説が、中村・島崎 (1981)、島崎ほか (1981)、Nakamura *et al.* (1984)、貝塚 (1984) により提案されている。

以下に記載する側火山の配列や断層系および変動地形などの諸現象は、総合的な結果としての応

力場を反映したもので、プレートの運動方向そのものを直接的に示唆するものではない。しかし、プレートの相対的な運動方向と関連づけることによりこの地域の変動地形や地殻変動を合理的に説明できる。

相模トラフ北部域で PHS の北西進を示唆する、あるいは相模トラフでの沈み込みを示さない事項には以下の点があげられる。

a) 伊豆東部火山群の単成火山、箱根火山や伊豆大島火山の側火山の分布が N30 ~ 50°W に配列していること (図 3a)。この方向は地殻応力場の σ_{Hmax} の方向を示す (中村, 1969)。その年代は東伊豆単成火山群の形成年代から 0.15 Ma 以降である (小山ほか, 1995)。

b) 北伊豆断層系の活動から考えられる応力場の σ_{Hmax} は NW-SE であること (中村, 1969)。

c) 相模海盆の音波探査記録では、下部層が楔状構造を呈するのに対して、上部層の層厚には東西で変化がないこと (加藤ほか, 1983)。加藤ほか (1983) はこの事実を相模トラフへの PHS の沈み込みと関連づけ、下部層堆積時には沈み込みが、上部層堆積時には *eduction* が起こっていると考えた。

d) PHS スラブによる発震機構からは NW-SE の最大圧縮応力方位を示すこと (中村・島崎, 1981)。塚原・池田 (1986) も微小地震の発震機構から同様の結果を得ている。

これに対して、相模トラフ北部域において過去に PHS の北進していたことを示唆する、あるいは沈み込みを示す事項として、次の点があげられる。

a) 関東の地下に相模トラフから北方に延びる PHS スラブが存在すること (笠原, 1980; 瀬野, 1980; 中村・島崎, 1981; Ishida, 1992; Sato *et al.*, 2005)。このスラブの存在は PHS の北西進では説明できない。

b) 相模海盆の堆積物は、三崎海丘西側では 4000 m 以上の厚さに達し、下部層が NE ~ NNE へ厚く楔状構造をなすこと (加藤ほか, 1983; 大河内, 1990)。Ogawa *et al.* (2008) はこの堆積物が更新世の海溝充填堆積物 (trench wedge) で厚さ 3000 m を超えるとする。この相模海盆の堆積物

はプレート境界断層である相模構造線で沖ノ山堆列と境する。

c) 相模海盆の東縁～北縁部である沖ノ山堆列西側～真鶴海丘南部にかけて基盤が最も深く、かつ三浦海丘や三崎海丘西側の海盆には相模構造線に平行して背斜軸が認められること(大河内, 1990)。こうした事実は沈み込みによる基盤の湾曲を示すものと考えられる(大河内, 1990)。

d) 伊豆大島火山は北東へ傾動していること(藤岡, 1988)。藤岡(1988)はその証拠として、東斜面が西斜面に比べて急傾斜であること、海底東側斜面に巨大崩壊がみられること、大陸棚が東側ほど狭いことをあげ、沈み込みに伴うPHSのbendingにその要因を求めた。

こうした観察事項はプレートの相対的な運動方向と密接な関わりがあるものと考えられる。

また、陸上地質からの視点では、貝塚(1984)は北進から北西進への変化を示す現象として、①三浦・房総半島南部における東西性褶曲と逆断層の卓越から南北～北東-南西性正断層の卓越への転換、②上総層群堆積盆の沈降と葉山・嶺岡帯の隆起から関東造盆地運動、鹿島房総隆起帯の上昇への転換をあげ、その転換期を1～0.5 Maと考えた。木村(1973)も上記①の転換について記述している。

VI. 相模湾東部の地形・地質的考察

1) 地形判読による海底地形の特徴

相模湾東部の海底地形の特徴は、沖ノ山堆列、三浦海盆列、海脚群が、相模構造線に平行して北西-南東に規則的に配列することである(図12)。それらは、おもにNE-SWないしNNE-SSWの断層により変位しブロック化しているが、1つの海丘に対して、海盆と海脚がセットで捉えられる。例えば、相模海丘に対して三浦海底谷上流域の海盆を隔てて、鎌倉海脚と亀城海脚がセットをなす。

1-1) 断層系

相模湾東部の断層系については、深海平坦面の分布と傾動(図3a)、断層地形の解析(みかけのオフセットなど; 図5, 図6, 図9)、リニアメン

トの方向性および地質構造(図4, 図5)などから、断層の変位のセンスを認識し、方向、センスおよび形成順序を考慮して、5系統に区分した。それらはcutting relationや地形発達史などから、古い方よりF₁からF₅の順に形成されたと判断される(図12)。

F₁: NW-SE 系右ズレ逆断層

F₂: NW-SE 系正断層

F₃: NE-SW 系左ズレ逆断層

F₄: E-W 系右ズレ断層

F₅: NNE-SSW 系右ズレ正断層

F₁のNW-SE系は、相模構造線と、それに並行する断層群である。この断層群は以下の根拠から右ズレを伴う逆断層である。a) 沖ノ山堆列にかつてのトラフ底と考えられる深海平坦面が存在すること、b) 相模海丘や大磯海脚の構造がWNW-ESEの背斜・向斜構造をもち、相模構造線に対して右雁行を示し、右ズレ変位を示唆すること、c) 沖ノ山堆列の南斜面にb)と同方向の深海平坦面を切る逆断層ないしリニアメントが右雁行をなして多数存在すること、d) 相模構造線西側の相模海盆に沿って背斜構造が認められること(大河内, 1990)などである。この逆断層運動により沖ノ山堆列が形成された。

F₂のNW-SE系正断層は沖ノ山堆列と三浦海盆列を境する断層群である。F₂断層系はF₁断層系と平行な上、存在する場所が異なるので切り合い関係が不明である。三浦海盆列の地形からその発達史を考えると、(1) 沖ノ山堆列と三浦海盆列の境には明瞭な断層が認められるのに対し、海脚側の平坦面と海脚との境には明瞭な断層が認められないこと、(2) 三浦海盆列を構成する平坦面が海脚から海盆へ向かって高度を減じること、の2つの特徴から、三浦海盆は盆地南縁の正断層運動によって生じたハーフグラベンと考えられる。したがって、F₂断層系は沖ノ山堆列の形成に関わるF₁断層系の発達に伴って、同時期もしくは直後に沖ノ山堆列の背後の伸張場で形成されたものと解釈される。

F₃のNE-SW系左ズレ逆断層は、片瀬海底谷、三浦海底谷、東京海底谷出口(三崎海丘南)を走

図 12 相模湾の地形区分と断層系図。

F1: NW-SE 系右ズレ逆断層, F2: NW-SE 系正断層, F3: NE-SW 系左ズレ逆断層, F4: E-W 系右ズレ断層, F5: NNE-SSW 系右ズレ正断層, F6: その他の断層。

Fig. 12 Topographic division and distribution of fault systems in Sagami Bay.

F1: NW-SE trending right-lateral slip reverse faults, F2: NW-SE trending normal faults, F3: NE-SW trending left-lateral slip reverse faults, F4: E-W trending right-lateral slip faults, F5: NNE-SSW trending right-lateral slip normal faults, F6: others faults.

る。片瀬海底谷では三浦海盆列と海脚を、東京海底谷出口では沖ノ山堆列、相模構造線を左ズレ変位させ、深海扇状地皿面を 50 m 上下変位させる。この断層系は F1 と F2 の断層系を切断する。Ogawa *et al.* (2008) では、これらの F1 と F3 の断層群を右ズレ運動に伴うリーデル剪断と解釈し

ているが、上述した東京海底谷出口での両断層の関係から、ここでは F3 が F1 を切断するものと判断した。

F4 の E-W 系右ズレ断層は、海脚列によく発達する。海脚南部には右オフセット地形がみられる。この断層運動により東西性の海底谷や海脚が

形成された。一部は三浦半島の活断層に連なる。この断層系はF₅の断層系に切断される。F₄断層系は海脚列に発達するため、F₁～F₃断層系との直接的な関係が不明であるが、F₁～F₃断層系の応力場とは異なり、NW-SEの圧縮応力場でなければいけないことから、F₁～F₃断層系よりあとに形成されたものと解釈される。

F₅のNNE-SSW系右ズレ正断層は、大磯海底谷、平塚海底谷、三崎海丘、城ヶ島海脚西、東京海底谷などに走る。この断層系は沖ノ山堆列や葉山層群を右ズレ変位させるとともに、南北性の沈降帯と隆起帯とを伴う。前者には平塚海底谷や東京海底谷が、後者には大磯海脚や沖ノ山-城ヶ島海脚がある。三崎凹地は2つの右ズレ断層によるpull-apart basinである。東京海底谷はこの方向の断層(東京湾口断層)の運動により形成された。F₅断層系はF₄断層系を切断することから最新に形成されたものである。

1-2) 深海平坦面の分布と成因

深海平坦面の分布(図3a)をみると、高位のⅠ面は沖ノ山堆列を中心に、Ⅱ面は沖ノ山堆列に小分布するほか、三浦海盆列に広く分布する。まず、観察事実として、a)堆列の山頂平坦面をなすⅠ面は高度がほぼ一様で厚い埋積物からなり(木村, 1976; 大河内, 1990)、堆積面と考えられること、b)三浦海盆列に分布するⅡ面は沖ノ山堆列のⅡ面とほぼ同様の高度をもつこと、c)音波探査記録から三浦海盆は数100 m程度の堆積物に覆われること(大河内, 1990)、d)平坦面は断層に切断され、平坦面と急斜面との傾斜変換点に断層の存在を示唆するシロウリガイの死殻がみられたこと(HD#907)、などがあげられる。

これらの事実から、沖ノ山堆列の山頂をなすⅠ面は沖ノ山堆列形成以前のトラフ底の堆積面が上昇したものであり、三浦海盆列をつくるⅡ面は沖ノ山堆列の形成に伴って背後に生じた堆積盆地を堆積物が埋積したために形成された堆積面を示すと考えられる。Ⅰ面がかつてのトラフ底であるとして、石橋ほか(1982)による初島の隆起速度1.5 mm/y、および山崎(1993b)による国府津-松田断層の変位速度3.5 mm/yをもとに外挿して

海丘の隆起年代を試算すると、平塚海膨を除き、おおむね前者の試算で40～90万年前、后者の試算で16～40万年前ほどとなる。三浦海盆列のⅡ面の上限・下限高度をみると、東京海底谷から北西へ次第に低くなり、平塚海底谷で最も低い。このことから、三浦海盆列は北西へ傾動していることがわかる(図8)。

2) 堆積物の起源と年代

2-1) 堆積物の起源

沖ノ山堆列をつくる堆積物の構成粒子はスコリアが圧倒的に多く、軽石、火山岩片、重軽鉱物を含む(図11)。ピストンコアラーによる現世の堆積物(HD#907-C01)では、級化成層するスコリア粒子のみからなる砂層の薄層を挟み、タービダイト性の堆積物であることが確認された。これらの堆積物には陸源起源の物質をまったく含まないものがほとんどである。したがって、沖ノ山堆列を構成する堆積物の大部分は、藤岡・塚脇(1991)が指摘するように、伊豆・小笠原弧起源の火山に由来するものと考えられ、かつタービダイト性の堆積物である。また、HD#907-R03, 04(相模海丘南、水深1173 mおよび水深930 m)で確認された玄武岩の大礫-巨礫は、沖ノ山堆列に火山がないことから(小川ほか, 1992)、伊豆・小笠原弧の火山からの土石流堆積物の可能性が考えられる。しかし、相模海丘西堆山頂にみられる黑色スコリアを主とする塊状の粗粒砂層(HD#907-C02, 図11)は、タービダイトに特徴的なシーケンス(Lees and Ogawa 1998; Stow *et al.*, 1998)を示さないことから、伊豆・小笠原弧起源の火山からの降下火砕物と考えられる。

一方で、KT88-1-D7(相模海丘南斜面、水深1111 m)でみられるように、丹沢山地の丹沢・愛川層群由来のグリーン・タフおよび関東山地の四万十累層群由来の頁岩や砂岩粒子を多量に含み(図11)、堆として隆起する以前に相模川から平塚海底谷を経由してもたらされたものも認められる。したがって、沖ノ山堆列の構成粒子は伊豆・小笠原弧起源の火砕物が主体で、それに相模川や酒匂川から供給された陸源物質が混ざっている。こうした堆積物がⅠ面を構成する。

2-2) 堆積物の年代

沖ノ山堆列から得られた堆積物に含まれる石灰質ナノ化石年代は相模海丘、三浦海丘、布良瀬南海丘ともに CN13b (1.8 ~ 1.02 Ma) 以降である(服部・田中, 1991; 蟹江ほか, 1991, 1997; 渡辺, 1993; 山崎, 1993a)。また、相模海丘南西斜面麓(水深 1400 ~ 1277 m)を構成する堆積物のナノ化石年代は CN14a ~ CN14b (1.02 ~ 0.27 Ma)を示す(服部・田中, 1991)。相模海丘西堆の西側では、2K#661 潜航において構造の異なる 2 つの地層群が識別され、下位のシルト岩(水深 1237 ~ 830 m)から CN13b が、上位の軟質な泥層(水深 719 m)から CN15 のナノ化石年代が得られ、それぞれ、上総層群、相模層群に対比されている(山崎, 1993a)。三浦海底谷沿いでは、3K#295 潜航水深 902 m の泥岩から CN14a の、3K#296 潜航水深 1079 m のシルト岩から CN13b 末期のナノ化石年代が得られている(蟹江ほか, 1997)。

以上のことから、沖ノ山堆列を構成する地層の大部分は CN13b 以降に形成されたもので、時代的には千倉層群 (3.0 ~ 1.0 Ma; 小竹, 1988; 小竹ほか, 1995) 相当層および豊房層群 (1.0 ~ 0.4 Ma; 小竹, 1988; 小竹ほか, 1995) 相当層と考えられる(図 2)。このうち豊房層群相当層は、相模トラフ沿いや平塚海底谷沿いの相模海丘斜面に確認されているのみであり、海丘頂部には知られていない。後述する相模海丘の背斜構造を考慮すると、豊房層群相当層は沖ノ山堆列形成後の斜面にのみ薄く堆積したものと考えられる。したがって、堆列頂部の平坦面 (I 面) は基本的には、千倉層群相当層の堆積面を示す。沖ノ山堆列の一部と考えられる大磯丘陵の第四系は、大部分が豊房層群相当層である二宮層群より新しい(矢野, 1986)。丘陵南西縁にわずかに分布する前川層は、古地磁気層序によりブリュンヌ期／松山期境界 (0.78 Ma) を含んでおり(小山ほか, 1986)、千倉層群に相当する可能性がある。

こうした相模海丘や三浦海丘の堆積年代に対し、沖ノ山にだけは CN4 ~ CN12 という 2 Ma 以前の年代を示す堆積物が知られている(蟹江ほか, 1991)。

一方、相模海丘を隔てて相模トラフの西側に位置する真鶴海丘付近からは、海丘東部の基部(水深 1362 m)で CN14a (服部・田中, 1991)、北西斜面(水深 993 ~ 863 m)で CN13b ~ CN14b (渡辺, 1993)、真鶴岬東方(水深 787 m)で CN15 (渡辺, 1993) のナノ化石年代を示す堆積物が報告されており、沖ノ山堆列を構成する地層のナノ化石年代と同時期であることから、それらは沖ノ山堆列の一部であった可能性がある。なお、三浦海盆列からはナノ化石年代がまったく知られていない。図 2 に陸上との対比を含めて、相模湾の地質層序をまとめた。

3) 足柄海底谷と相模海盆の形成に関する考察

大塚(1985)が示した音波探査記録によれば、足柄海底谷では真鶴海丘にかけて 0.5 秒の層厚を有する堆積物が堆積盆を埋積していること、その堆積物が西に薄く東に厚い楔状構造をなし相模構造線で切断されることが描かれている。さらに、大塚(1985)は Kong *et al.* (1984) による音波探査の解析結果から、この足柄海底谷を埋積する堆積物を相模層群(豊房層群)相当層(Kong *et al.*, 1984 の B 層)に対比している。これは足柄海底谷が豊房層群堆積期以降に急激な沈降をはじめたことを物語るとともに、豊房層群相当層の東西方向での楔状構造から、PHS の沈み込みが豊房層群堆積期まで継続しているようにみえる。それは、国府津-松田断層の東側に位置する大磯丘陵が 0.3 Ma に隆起を開始し、0.15 Ma 以降に急激に隆起していること(山崎, 1993b)と調和的である。

一方、相模海盆では、海盆を埋積する堆積物の下部層は北東へ厚く楔状をなすが、上部層は東西で層厚に変化がないことから、相模海盆自体は現在、拡大しているものと考えられている(加藤ほか, 1983)。これを支持する事項に音波探査断面にみる背斜構造がある。木村(1976)、大河内(1990)による音波探査断面(図 13)には、三浦海丘西側の深海扇状地面(Ⅲ面)に相模構造線に沿う背斜構造が描かれている。この背斜構造は下部層がつくる構造であり、深海扇状地を構成する上部層には認められない。下部層と上部層の堆積期の間に応力場の変化があったことを示唆する。

小山 (1993, 1994, 1995) は石橋 (1988) の西相模湾断裂の主張を発展させ、真鶴マイクロプレート仮説と沈み込み口の概念を提案して、伊豆外弧の沈み込み口が相模海盆南縁であると考えた。そして、真鶴海丘南縁断層は地下にある西相模湾断裂のメガスラストから分岐して地表に現れた新しい覆瓦スラストと考えた。足柄海底谷が豊房層群堆積期以降に急激に沈降をはじめたこと、相模海盆で下部層と上部層の間に応力場の変化があったようにみえることは、上記の小山 (1993, 1994, 1995) の主張する PHS の新たなプレート境界と呼応していると考えられる。

4) 沖ノ山堆列と三浦海盆列の形成に関わる考察

沖ノ山堆列と三浦海盆列をその地形および地質学的特徴からみると、(1) 第三系基盤を有する隆起の激しい大磯海脚と沖ノ山、(2) 中深度に深海平坦面を有する第四系からなる相模海丘～三崎海丘、(3) 堆列背後の新しい凹地と東京湾口断層地域 (浦賀水道地域) に大きく三分できる。

4-1) 第三系基盤を有する大磯海脚と沖ノ山

沖ノ山堆列のなかで、水深が浅く水深 100 m 程に最終氷期の海食台をもつのは、大磯海脚と沖ノ山である。いずれも、以下にあげる理由から隆起量が大きく第三系基盤が浅くまでもちあげられていると推定される。

4-1.1) 大磯海脚

大磯海脚の構成層はナノ化石年代が未知であるが、頂部付近の泥岩が 50° 以上北へ傾斜していること、大磯丘陵に分布する塊状の火山礫凝灰岩を主とする高麗山層群に岩相と固結度が類似していること、岩相的に相模海丘などに分布する千倉層群相当層 (成層した泥岩) と大きく異なることなどから、高麗山層群 (葉山層群・矢部層群相当層) に対比できると考えられる。このように大磯海脚に第三系が分布することは、著しい隆起量を示し、堆列の主体を構成するであろう千倉層群相当層はすでに削剥されている可能性がある。

大磯海脚南西縁には国府津-松田断層の延長部である相模構造線が NW-SE に走る。国府津-松田断層は約 30 万年前から活動をはじめ、5 万年前

図 13 三浦海丘を横断する音波探査記録断面。大河内 (1990) による。木村 (1976) の A-B 断面の一部。測線位置は図 5 参照。

Fig. 13 Single-channel seismic profile across the Miura Knoll after Okouchi (1990).

This figure corresponds to A-B line after Kimura (1976). Survey line is shown in Fig. 5.

以降に変位量が急増し、その北東側 (大磯丘陵側) が隆起した逆断層であるとされている (山崎, 1993b)。潜航映像での大磯海脚の構造は、WNW-ESE 走向の向斜構造を呈しており、相模構造線と調和的である。大磯海脚南東側には幅広い平塚海底谷の沈降域が NNE-SSW に延び、両者の間に同方向の断層が推定される。大磯海脚はこれらの二方向の断層により急激に隆起したものであろう。

4-1.2) 沖ノ山

沖ノ山南西麓には断裂に沿う湧出帯に生息するシロウリガイ群集が見いだされており (橋本ほか, 1988; 蟹江ほか, 1991; 服部ほか, 1993), 相模構造線の延長が走っているものと推定される。ナノ化石年代は水深 1117 m から採取された固結泥岩から CN4 が得られているが、上位へ向かって CN12d, CN9, CN12a と時代が地層の累重順位と異なっている (蟹江ほか, 1991; 服部ほか, 1995)。沖ノ山基部の CN10-11 (3K#1-1, 水深 1127 m) と CN12a (2K#373-4, 水深 1043 m) を斜面上部からの転石と考えると、下位から CN4 (水深 1117 m), CN9 (水深 872 ~ 773 m), CN12 (水深 569 m) を示す

地層が重なっているものと考えられる。これらは、それぞれ葉山層群、三浦層群、千倉層群に対比される。

KT88-1 のドレッジ試料の区分 (図 10) からみると、①タイプと②タイプは同じ地層群であるが、③タイプは明らかに堅硬で、①・②タイプより層位的に下位層と考えられる。前述したナノ化石年代および層序区分と岩相を考慮すると、①・②タイプは千倉層群相当層に、③タイプは三浦層群相当層とみなせる。

KT88-1-D1 (沖ノ山南西, 水深 202 m) では 53% が三浦層群相当層の固結泥岩であるが、D2 (沖ノ山南東, 水深 339 m) ではすべてが千倉層群相当層で (図 10)、少なくとも、D1 付近に三浦層群相当層の基底が存在することが予想される。

よって、他の沖ノ山堆列の基部がナノ化石年代から千倉層群相当層であることとあわせて考えると、沖ノ山は相模海丘などに比べて 1000 m 程の隆起が想定される。これは、有孔虫の古水深から沖ノ山が相模海丘に比べて約 1000 m 隆起したと考えた服部ほか (1995) の見解と調和的である。沖ノ山の北側にある城ヶ島海脚ではⅡ面高度が他の地域に比べて高く、沖ノ山の隆起軸が北方へ延びていることを示唆する。したがって、沖ノ山の隆起は NW-SE 系の相模構造線だけでなく、南北性の断層運動 (後述する洲崎海底谷を走る断層、および東京湾口断層) が複合したものと推定される。

4-2) 第四系からなる相模海丘と三浦海丘

4-2.1) 相模海丘

相模海丘を構成する地層は、層理の明瞭な泥岩と砂岩および火砕岩の互層が主体であり、スコリア層や白色凝灰岩層を頻繁に挟在する。これらの地層は CN13b ~ CN15 のナノ化石年代が得られていることから、千倉層群相当層および豊房層群相当層である。構造は、相模海丘南西斜面 (水深 1400 ~ 930 m) では、NW-SE ないし E-W 走向を有し、南へ 30 ~ 40° 傾斜する。一般的に西堆南斜面の傾斜は 30° 程度であり、斜面上部に下位層が露出するものと考えられる。相模海丘西端部 (2K#661) では、千倉層群相当層は北東へ傾斜し

ていることから (山崎, 1993a)、西堆は全体として WNW-ESE 走向の背斜構造を呈する。相模海丘東堆南東麓、三浦海底谷沿い (3K#295) では、千倉層群相当層が南西へ傾斜していることから、東堆と西堆の間には NW-SE 走向の向斜構造が推定される。これらの背斜・向斜構造は南東麓を NW-SE に走る相模構造線の逆断層運動に伴って形成されたものとみなせる。西堆南西側の深海平坦面 (Ⅲ面) 上部の傾斜変換点には、シロウリガイの合弁死殻が認められる (HD#907) ことから、深海平坦面を切る断層の存在も示唆される。こうした背斜・向斜構造や深海平坦面を切る断層の雁行配列は、相模構造線が右ズレ成分をもつことを示す。また、相模海丘の北西側および南東側の海底谷沿いでは、三浦海盆や海脚の配列、相模構造線が左ズレに変位させられていることから、NE-SW 方向に左ズレ逆断層が推定される。

4-2.2) 三浦海丘

三浦海丘北西側斜面の 3 潜航 (2K#167, 171, 3K#296) では藤岡・古田 (1986) で指摘されているように、厚い角礫岩層が観察される。この地層は CN13b および CN14a のナノ化石年代 (蟹江ほか, 1997) から、千倉層群相当層と判断される。この三浦海底谷沿いの角礫岩を主とする岩相は、相模海丘南西麓の成層した泥岩を主とする千倉層群相当層とは大きく異なり、海底谷沿いの土石流堆積物を想定させる。

向斜構造は NE-SW 走向で、三浦海底谷の方向と調和的である。したがって、三浦海丘の構造は三浦海底谷沿いの NE-SW 系断層の運動に支配されているといえる。

4-3) 堆列背後の凹地と東京湾口断層地域

4-3.1) 平塚海膨と平塚海底谷

大磯海脚と江ノ島海脚とに挟まれた大磯海底谷 ~ 平塚海底谷の地域は、西側を大磯海脚で、東側を江ノ島海脚で挟まれ、広い谷幅をもち盆地状を呈している (図 6)。大磯海脚の南東側斜面は北西側斜面に比べて急傾斜で、大磯海底谷との間に NNE-SSW の断層が推定される。江ノ島海脚の先端部には谷密度の低い三浦海盆列のⅡ面が分布し、平塚海底谷と直線的な急崖で接している。江

ノ島海脚の南東を区切る片瀬海底谷は南西へ直線的に延び、相模海丘の北西縁を境し、平塚海底谷と接する。江ノ島海脚西縁および相模海丘北西縁の直線的な急崖には平塚海底谷の凹地との間に断層が推定される。相模海丘北西縁を区切るNE-SWの断層は江ノ島海脚を見かけ上5 km左ズレさせているようにみえる。

大磯海底谷と平塚海底谷の間にある平塚海膨は水深が深く、頂部がⅡ面でⅠ面を欠いている。平塚海膨をつくる堆積物は、沖ノ山堆列の形成に伴って生じた三浦海盆を埋積する堆積物と推定される。大河内(1990)は、音波探査記録より、周囲が浸食されてしまったfill-strath段丘とし、堆積構造の保存のよさから、数万年以降に形成されたものとして、その形成過程について論じた。大河内(1990)の音波探査断面では海膨をつくる下位層は東へ傾動しており、南北断面では平塚海膨下に潜在した小丘がみえる。この潜在小丘は本海膨が沖ノ山堆列の一部であったことを示唆する。

以上のような事実から、この平塚海底谷～平塚海膨地域は大磯海底谷沿いおよび平塚海底谷東縁を走るNNE-SSWの右ズレ変位を伴う正断層運動により形成された沈降域と考えられ、北方の相模平野の沈降域に繋がるようにみえる。

4-3.2) 三崎海丘の断層と三崎凹地

三崎海丘を切るNE-SWの断層は深海平坦面(Ⅰ面とⅡ面)を変位させる右ズレ成分をもつ東側が沈降する正断層である。三崎海丘北東の水深660 m付近に深海平坦面(Ⅱ面)をもつ東西性の尾根(図5の白矢印)は、城ヶ島南西沖から延びていた海脚部の一部がこの断層により切断されたものと推定される。

三崎海丘東の三崎凹地には、数多くの小さな凹地とケルンコルが認められ、断層の存在が示唆される(図5)。この三崎凹地はNE-SW方向の平行した2つの断層、すなわち上述した三崎海丘を切る断層と、城ヶ島海脚西側を走る断層が右ズレ運動を起こした結果生じたpull-apart basinと解釈される(図5)。それは、後述する東京湾口断層の活動に連動するものであろう。

三崎海丘で唯一の潜航である2K#582では、この三崎凹地の出口部分、三崎海丘東の東京海底谷蛇行部に潜航し、北西から海底谷に流れ込んだ数mの地すべりブロック、地すべり崖、クラック、破碎された巨礫などを見いだしている(Greene *et al.*, 1997)。Fujioka *et al.* (1989)で記載されたドレッジ試料(KT88-1-D3)はこの露頭近傍で得られたもので、半固結の中礫泥岩、淘汰不良の砂岩、火山岩礫を伴う泥岩で、破碎された岩石である。これらの岩石は、三崎凹地内の平坦面が南へ傾動していることからみても、凹地形成に伴う地すべり堆積物であろう。

また、東京海底谷沿いの南東斜面は比高800 mの急崖となり、海底谷沿いにNE-SWの断層が推定される。三崎海丘南堆の山頂平坦面(Ⅰ面)が海底谷側とは逆に北西に傾動していること(図7)、および沖ノ山堆列南西麓を走る相模構造線を2.5 km左ズレさせていること(図4, 図5)から、この断層は左ズレを伴う逆断層と解釈される。

4-3.3) 洲崎凹地

洲崎海底谷にある四角形を呈する洲崎凹地は、北壁と南壁(布良海底谷)とが直線的で、断層の存在が暗示される。布良海底谷左岸には水深1050～1150 mに深海扇状地面(Ⅲa面)が認められるが、右岸の沖ノ山側にみられるⅢa面の方が100 m程高いことから(図5)、洲崎海底谷にENE-WSWの断層が推定される。洲崎凹地は、一見pull-apart basinのようにもみえるが、元来、布良瀬海脚背後の三浦海盆列の1つで、東京湾口断層および洲崎海底谷を走る断層運動により盆地化したものと考えられる。

4-3.4) 東京海底谷と東京湾口断層

蟹江(1997, 1999a)は三浦半島と房総半島の嶺岡帯が見かけ上5 km右ズレをしていることから、東京湾口断層の存在を提唱した。前弧盆堆積物である三浦層群(高橋, 2006の安房層群)や上総層群の両半島での分布も、同様に右ズレをしている。4-1.2)項で記したように、沖ノ山は沖ノ山堆列のなかで第三系基盤が浅所まで分布し、著しく隆起している。この沖ノ山を通る隆起軸は城ヶ島海脚を経て三浦半島へと北北東へ延びる。

その東側には洲崎凹地から東京海底谷にかけて北北東へ延びる沈降軸が存在する。木村（1976）の海底地質図では、浦賀水道に NNE-SSW の断層を推定しているが、三浦半島と房総半島の間で E 層（葉山層群相当層）の分布にずれがある箇所には、断層を引いていない。小論では、ここから SSW 方向へ、東京海底谷の屈曲部を経て沖ノ山東の鞍部へ至る断層を推定し、さらに沖ノ山南に洲崎海底谷から布良海底谷に至る ENE-WSW の断層に連ねた（図 4、図 5）。これらの断層は右ズレ変位をもつ西側が隆起する正断層と推定される。この東京湾口断層は、沖ノ山堆列や三浦盆地列を切ることから、沖ノ山堆列の形成後に生じた。東京海底谷は、南北性と東西性の流路が組み合わさって蛇行しており、東京湾口断層の活動が契機となり、E-W 性の右ズレ断層とも関連して形成されたと考えられる。沖ノ山を境にして、その北側と南側とは海丘や海脚の長軸方向や海底谷の方位に大きな相違が認められる（表 1）のも、この東京湾口断層の活動による転位の影響かも知れない。

5) 相模トラフ北部での PHS の運動

5-1) 現在の北西進

ここでは相模湾におけるプレート境界の一般的な方向である「北西」に平行な、または抜け出すような方向（中村・島崎, 1981 の *eduction*）を「北西進」と表すことにする。今回明らかになった PHS と東北日本弧（NE）との相対運動が北西進であることを支持する事項を整理すると、以下のようによまとめられる。

a) 相模海盆は西相模湾断裂、相模構造線ならびに伊豆大島北斜面で囲まれた広い海盆であり、駿河トラフが峡谷状をなすのと対照的であること。相模構造線の一般走向は N30°W であり、PHS の運動方向 N40°W（Seno *et al.*, 1993）より北向きである。つまり、相模海盆は北西方向の伸張応力場で形成されたと考えられる（中村・島崎, 1981）。

b) 真鶴海丘と熱海海脚を 1 つの隆起帯とみなすと、その配列は PHS の北西進に直交すること。松田（1993）は真鶴海丘南縁断層は西端で南へ鈎

り針状に曲がり、西相模湾断裂と一連と考え、1923 年関東地震の震源断層と位置づけた。つまり、真鶴海丘～熱海海丘の隆起帯は現在の外縁隆起帯と考えられ、北西方向の圧縮応力場が推定される。

c) 三浦半島や相模湾の海脚に E-W 系右ズレ断層が分布すること（図 9、図 12）。つまり、NW-SE に最大圧縮主応力をもつ応力場が推定される。

d) 平塚海底谷の凹地や東京湾口断層は NNE-SSW の右ズレ正断層運動で形成されたこと（図 12）。両地域は沈降域であり、NW-SE の伸張応力場が推定される。

以上の 4 つは PHS が北西進していないならば決して形成されないものである。北進しているならば、a) 相模海盆は峡谷となり、c) 海脚の E-W 性右ズレ断層は逆断層系となり、d) 東京湾口断層などの南北性断層は東西性の伸張場となるであろう。つまり「北西進」は実質的な沈み込みがないということを示す。上記の 4 つの事項は、いずれも相模トラフでの沈み込みによっては形成されないもので、かつ、むしろ北西進によって説明されるものである。

5-2) 過去の北進

一方、PHS の北進を支持する、すなわち相模トラフに沿って実質的な沈み込みの存在を示す事項には以下の点が明らかになった。

a) 沖ノ山堆列・三浦海盆列が相模トラフに平行して配列すること（図 12）。沖ノ山堆列は PHS の沈み込みに伴う外縁隆起帯と、三浦海盆列はその背後の凹地と考えられる。つまり、こうした地形学的な特徴は相模トラフで斜め沈み込みが行われていたことを示唆する。

b) 沖ノ山堆列と相模トラフとの境には相模構造線で代表される NW-SE 系の右ズレ逆断層が存在すること（図 12）。つまり、この事実は相模トラフでの N-S 性の圧縮応力場を示す。

c) 海丘には 3 つの深海平坦面が認められ、かつての海底面が逆断層でもちあげられたと考えられること（図 3a, b, 図 7）。深海平坦面が段丘化するためには b) の逆断層運動が不可欠である。

d) 少なくとも相模海丘や大磯海脚で NW-SE

の背斜・向斜構造が認められること(図4)。こうした構造はN-SないしNE-SWの圧縮応力場でなければならない。

e) 相模構造線に沿って、三浦海丘西側の相模海盆東縁部にNW-SEに延びる背斜構造は表層にまで達していないこと(図13)。木村(1976)、大河内(1990)による音波探査断面に描かれている、三浦海丘西側の深海扇状地面(Ⅲ面)の背斜構造は、下部層がつくる構造であり、深海扇状地を構成する上部層には認められない。この事実は加藤ほか(1983)が指摘した上部層と下部層の堆積形態の相違(上部層は層厚に変化がなく下部層が楔状を呈す)と調和的である。すなわち、下部層の背斜構造はPHSの沈み込みにより形成されたことを暗示するとともに、上部層の堆積期には応力場の変化があったことを示唆する。

f) 相模海丘南西斜面が真鶴海丘東斜面より急傾斜であること(図1b, 図6)。相模トラフの東斜面が西斜面より急であることは、沈み込みを反映しているようにみえる。

したがって、相模トラフ北部域では過去にPHSの北進による斜め沈み込みが示唆されるが、現在ではPHSは北西進し相模海盆が拡大しているものと考えられる。この点はすでに貝塚(1984)により指摘されているが、今回の議論により多くの観点から精度高く説明できる。

5-3) 北進から北西進への転換期

NW-SEに配列する沖ノ山堆列と三浦海盆列の形成から、NNE-SSWの平塚海底谷や東京湾口断層に伴う凹地の形成への転換が、PHSの運動方向の転換を反映したものと解釈される。NNE-SSWの断層運動が三浦海盆列を切断していることから、この転換は三浦海盆列の形成以降に生じている。沖ノ山堆列が千倉層群相当層、三浦海盆列が豊房層群相当層であることから、構造運動の転換期は、相模トラフの堆積盆の転換とも密接な関係があるものと推測される。

千倉層群から豊房層群への転換期(1 Ma 前後)は伊豆ブロックが衝突した時期である。Koyama and Kitazato (1989)はこの伊豆ブロックの衝突時期を0.9 ~ 0.6 Maとしている。この衝突によ

り本州弧側のブロックは構造回転を受け、大磯丘陵が50°、三浦半島が30°、房総半島南部が10 ~ 13°時計回りに回転した(Koyama and Kitazato, 1989; 小竹ほか, 1995)。したがって、南北性構造運動への転換は、伊豆ブロックの衝突が契機となり、沖ノ山堆列の構造回転や、相模トラフ堆積盆の変化と相互に密接に関わって起こったものと考えられる。

ただし、足柄海底谷にみられる豊房層群期以降の急激な沈降、国府津-松田断層の逆断層活動と大磯海脚の隆起からは、小田原周辺だけは南北性の圧縮応力場が継続しているようにみえる。

5-4) PHSの運動方向とテクトニクス

PHSの運動方向と断層系との関わりをふまえて、相模トラフ北部でのテクトニクスをまとめると、以下のようである。

①相模トラフ発生初期のトラフ底に千倉層群相当層が堆積した。

②PHSの北進に伴って相模トラフでの斜め沈み込みが起こり、NW-SE系右ズレ逆断層(F₁)が発達し、沖ノ山堆列(Ⅰ面)が形成された。その背後の伸張場には同方向の正断層(F₂)が生じ、三浦海盆列がハーフグラベンとして形成され、豊房層群相当層が堆積をはじめた。

③伊豆ブロックの衝突による右横ズレの剪断応力を受けて、相模湾東部も時計回りの構造回転を受け、NE-SW系の断層群(F₃)が生じて、左ズレ変位を起こした。これにより海底谷が発達し、トラフ底出口に深海扇状地が形成されはじめた。三浦海盆列は段丘化してⅡ面が形成された。

④この伊豆ブロックの衝突が転機となり、相模トラフでのPHSの相対的運動方向が北進から北西進に変化した。陸棚ではE-W系の右ズレ断層(F₄)が活動し、海脚が形成された。沖ノ山堆列や三浦海盆列では、東西性の伸張応力場となり、*eduction*が起こって(中村・島崎, 1981)、東京湾口断層などのNNE-SSWの右ズレ正断層(F₅)が活動し、平塚海底谷、三崎凹地、東京海底谷などの凹地が沈降帯として形成され、大磯海脚、沖ノ山-城ヶ島海脚が隆起帯として形成された。相模湾中西部の真鶴海丘や熱海海脚もこの時期に形

成され、西相模湾断裂はこの NNE-SSW の断層系を反映したものと考えられる。西相模湾断裂に関連する新たなプレート境界により、足柄海底谷は沈降し、国府津-松田断層とその延長部が活動し、大磯丘陵や大磯海脚を隆起させた。

VII. まとめと今後の課題

相模トラフ北部の沖ノ山堆列のテクトニクスは関東一円のテクトニクスを考える上で重要な鍵を握ると考えられる。そこで相模トラフ北部域の変動地形や断層系の特徴と PHS の運動方向との関わりについて明らかにするため、とくに相模湾東部の海底地形図の解析による地形学的検討と、潜水調査船による映像記録や収集試料を解析および分析して地質学的検討を行った。その結果、相模湾東部の変動地形の特徴が明らかになり、3つの深海平坦面と5つの断層系が識別され、地質構造と堆積物の供給源についてのデータが得られた。それらをもとにした議論をまとめると以下のようである。

(1) 相模湾東部では、相模トラフに並行して、沖ノ山堆列、三浦海盆列、海脚列が北西-南東に規則的に配列する。

(2) 沖ノ山堆列を構成する堆積物は、伊豆・小笠原弧から供給された火砕物に、相模川や酒匂川からの陸源物質を交えてかつてのトラフ底に堆積したものである。その堆積面は堆列頂部にある深海平坦面Ⅰ面で、北進する PHS の沈み込みを受けて NW-SE 系右ズレ逆断層 (F₁) により外縁隆起帯として隆起した。

(3) 沖ノ山堆列の背後の伸長場には NE-SW 系正断層 (F₂) が生じて三浦海盆列 (Ⅱ面) が形成された。

(4) これらの沖ノ山堆列と三浦海盆列は伊豆ブロックの衝突に伴い時計回りに構造回転して、NE-SW 系左ズレ逆断層 (F₃) が生じ、沖ノ山堆列を切る海底谷を形成した。

(5) 伊豆ブロックの衝突が契機となり、PHS の運動方向が北進から北西進に変化し、相模湾東部では E-W 系右横ズレ断層 (F₄) が三浦海盆北側の陸棚に活動して、海脚群が形成された。

(6) 相模湾内では、東西性の伸長応力場となり、NNE-SSW 系右ズレ正断層 (F₅) が活動し、東京海底谷などの沈降帯と、沖ノ山などの隆起帯を形成した。PHS の運動方向の転換は、相模トラフ北部での NW-SE の構造運動から NNE-SSW の構造運動への転換をもたらした。

こうした沖ノ山堆列のテクトニクスは相模トラフ全域や周辺の陸上地質体のなかで位置づける必要があり、今後、真鶴海丘-西相模湾断裂、国府津-松田断層、相鴨トラフ、房総海底崖、南房総の陸上地質との関わりをなかで捉えることが重要であろう。

謝 辞

小論を執筆するにあたり、JAMSTEC による相模湾航海 (NT08-21) の試料を利用させていただいた。この航海の代表者である JAMSTEC の田代省三氏ほか KO-OHO-O の会諸氏に御礼申し上げる。しんかい 2000 の航跡図については日本海洋事業 (株) の佐野守氏にお世話になった。独立行政法人産業技術総合研究所の田中裕一郎博士には、本研究に関連して、陸上地質のナノ化石年代について分析いただいた。海上保安庁海洋情報部の小原泰彦博士には文献収集でお世話になった。神奈川県立生命の星・地球博物館齊藤靖二館長および平田大二氏には原稿を読んでいただき数多くの有益なご助言をいただいた。2名の匿名査読者からは大変有益なご助言をいただいた。資試料の整理、分析、図面化などでは平塚地質調査会の家入真理子、吉村國見、芹沢宣子、森田 豊氏らにお世話になった。これらの方々に深謝する次第である。

文 献

- 青池 寛・徐 垣・徳山英一・平 朝彦 (2001): 伊豆衝突帯テクトニクスと物質循環. 月刊地球号外, **32**, 181-190.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III and Aubry, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. in *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* edited by Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. III, Aubry, M.-P. and Hardenbol, J., *SEPM Special Publications*, **54**, 129-212.
- 藤岡換太郎 (1988): 伊豆大島周辺の海底地形. 地学雑誌, **97**, 39-50.
- 藤岡換太郎・古田俊夫 (1986): 沖ノ山堆列の地形と構造—「しんかい 2000」による三浦海丘付近の潜水調査—. 第2回「しんかい 2000」研究シンポジウム,

- 1-9.
- 藤岡換太郎・塚脇真二 (1991): 火山フロントの火砕物質のゆくえ—伊豆・小笠原弧北端部と房総半島南部間の相鴨トラフでの付加—。火山, **36**, 51-59.
- 藤岡換太郎・古田俊夫・飯山敏道・古家英・中村一明・中村保夫・小川勇二郎・竹内章・谷口英嗣・渡辺正晴 (1984): 房総海底崖付近の地質—KT83-20 次航海報告—。東京大学地震研究所彙報, **59**, 267-326.
- Fujioka, K., Kinoshita, M., Soh, W., Tsukawaki, S., Ashi, J., Akimoto, K. and Watanabe, M. (1989): Geology of Sagami Bay and its environs—Reports on the results of KT88-1 Cruise. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **64**, 391-431.
- Fujioka, K., Tashiro, S., Kayaba, U. and onboard members (2008): Key observation and outreaching of hidden ocean and organisms at the Sagami Bay, KO-OHO-O Cruise (NT08-21) onboard report. JAMSTEC.
- Greene, H.G., Barry, J.P., Hashimoto, J., Fijisawa, Y., Kochevar, R.E. and Robison, B.H. (1997): A submersible-based comparison of cold-seep regions in Sagami and Monterey Bays. *JAMSTEC Journal of Deep Sea Research*, **13**, 395-415.
- 葉室和親・荒牧重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎 (1980): 東伊豆沖海底火山群—その 1—。東京大学地震研究所彙報, **55**, 259-297.
- 橋本 惇・松沢誠二・堀田 宏 (1988): 相模湾沖ノ山堆における深海生物群集の探索。しんかい 2000 研究シンポジウム報告書, **4**, 177-188.
- 服部陸男・田中武男 (1991): 相模湾, 沖ノ山堆の地質。月刊地球, **13**, 39-41.
- 服部陸男・蟹江康光・岡田尚武・有馬 真 (1992): 相模湾, 相模海丘の地質。しんかいシンポジウム報告書, **8**, 185-192.
- 服部陸男・蟹江康光・橋本 惇・藤倉克則 (1993): 相模・駿河トラフの沈み込み帯に生息するシロウリガイ類の地質学的背景, 生態と殻の形態。しんかいシンポジウム報告書, **9**, 237-251.
- 服部陸男・岩城千恵子・岡田尚武・蟹江康光・秋元和實 (1995): 相模湾と沖ノ山堆列の新第三紀・第四紀石灰質ナノ化石年代と群集解析。JAMSTEC 深海研究, **11**, 269-278.
- 本座栄一 (1984): 相模・駿河トラフにおける沈み込みの形態。第四紀研究, **23**, 77-81.
- International Commission on Stratigraphy (ICS) (2009): International stratigraphic chart. <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf> [Cited 2010/4/7].
- 石橋克彦 (1988): “神奈川県西部地震”と地震予知 I・II。科学, **58**, 537-547, 771-780.
- 石橋克彦 (1999): 相模湾西部周辺のフィリピン海プレート境界 (短報)。第四紀研究, **38**, 427-434.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1982): 相模湾西部 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動。地震, 第 2 輯, **35**, 195-212.
- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *Journal of Geophysical Research*, **97** (B1), 489-513.
- Ito, M. (1986): Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama Bank Chain on landward slope of Sagami Trough, Central Honshu, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **92**, 47-64.
- 加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・井上雅夫・那須紀幸 (1968): 相模湾底の南相模層について。海洋地質, **4**, 1-15.
- 海上保安庁水路部 (1983a): 相模湾海底地形図 10 万分の 1.
- 海上保安庁水路部 (1983b): 海底地形図「相模湾」5 万分の 1。第 6363-5 号.
- 貝塚爽平 (1984): 南部フォッサマグナに関する地形とその成立過程。第四紀研究, **23**, 55-70.
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭 (1973): 50 万分の 1 後期新生代地質構造図「東京」。地質調査所.
- 蟹江康光 (1997): 仮称「東京湾口断層」について。地質学会第 104 年学術大会講演要旨, 403.
- 蟹江康光 (1999a): 仮称「東京湾口断層」について。横須賀市博物館研究報告 (自然科学), **46**, 1-8.
- 蟹江康光 (1999b): 三浦半島と東京湾・房総半島の新生界地質構造。神奈川県立博物館調査研報 (自然), **9**, 79-94.
- 蟹江康光・服部陸男・岡田尚武・田中武男 (1991): 相模湾, 沖ノ山堆列の新生界。しんかい 2000 研究シンポジウム報告書, **7**, 17-24.
- 蟹江康光・服部陸男・岡田尚武 (1997): 相模湾沖ノ山堆列のナノ化石年代と地質構造。第 14 回しんかいシンポジウム予稿集, 12-13.
- 笠原敬司 (1980): 関東地方の地震発生様式について。地震学会講演予稿集, **2**, 66.
- 加藤 茂 (1999): 相模湾の海底地形と地質構造。第四紀研究, **38**, 469-477.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983): 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査。水路部研究報告, **18**, 1-23.
- 加藤 茂・長井俊夫・玉木 操・近藤 忠・富安義昭・加藤 剛・宗田幸次・浅田 昭 (1985): 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形。水路部研究報告, **20**, 1-24.
- 加藤 茂・岩淵 洋・浅田 昭・加藤幸弘・菊池真一・穀田昌一・楠 勝浩・渡辺一樹 (1993): 相模湾の地殻構造と変動地形。地学雑誌, **102**, 399-406.
- 活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料。東京大学出版会, 437p.
- 川辺禎久 (1998): 伊豆大島火山地質図, 1:25,000。火山地質図, 地質調査所, **10**, 8p.
- 木村政昭 (1971): 南関東の地殻モデルに関する一考察。地質ニュース, **204**, 1-10.
- 木村政昭 (1973): 陸上地質を相模湾底に追う。科学, **43**, 420-426.
- 木村政昭 (1976): 相模灘及付近海底地質図 (1:200,000) 説明書付。海洋地質図, 地質調査所, **3**, 10p.

- Kong, Y.S., Kagami, H., Tokuyama, H., Igarashi, C. and Nasu, N. (1984): Subbottom geological structures of Sagami Bay. *Bulletin of the Ocean Research Institute, University of Tokyo*, **16**, 1-91.
- 小竹信宏 (1988): 房総半島南端地域の海成上部新生界. 地質学雑誌, **94**, 187-206.
- 小竹信宏・小山真人・亀尾浩司 (1995): 房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群 (鮮新-更新統) の古地磁気および微化石層序. 地質学雑誌, **101**, 515-531.
- 小山真人 (1993): 伊豆半島の火山とテクトニクス. 科学, **63**, 312-321.
- 小山真人 (1994): 伊豆・小笠原火山弧北端部における現在および第四紀後期のテクトニクス. 地学雑誌, **103**, 576-590.
- 小山真人 (1995): 西相模湾断裂の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス. 地学雑誌, **104**, 45-68.
- Koyama, M. and Kitazato, H. (1989): Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise rotation in the Oiso Hills: A possible record of interaction between the Philippine Sea plate and northeast Japan. *Geophysical Monograph*, **50**, 249-265.
- Koyama, M. and Umino, S. (1991): Why does the Higashi-Izu monogenetic volcano group exit in the Izu Peninsula? Relationships between late Quaternary volcanism and tectonics on the northern tip of the Izu-Bonin arc. *Journal of Physics of the Earth*, **39**, 391-420.
- 小山真人・北里 洋・矢野 享 (1986): 古地磁気から見た大磯丘陵の構造運動. 月刊地球, **8**, 620-625.
- 小山真人・早川由起夫・新井房夫 (1995): 東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32 ka 以前の火山について. 火山, **40**, 191-209.
- Lee, I.T. and Ogawa, Y. (1998): Bottom-current deposits in the Miocene-Pliocene Misaki Formation, Izu forearc area, Japan. *Island Arc*, **7**, 315-329.
- Matsuda, T. (1978): Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, **26**, 409-421.
- 松田時彦 (1993): 相模湾北西部地域の地震テクトニクス. 地学雑誌, **102**, 354-364.
- 中村一明 (1969): 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—. 火山, 第2集, **14**, 8-20.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981): 相模・駿河トラフとプレート沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. (1984): Subduction, bending and exhumation. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **26**, 221-243.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P., Jr. and Jackson, J.A. eds. (2005): *Glossary of Geology 5th Edition*. American Geological Institute, 350p.
- 小川勇二郎 (1988): 相模トラフの発達史的解釈. 月刊地球, **10**, 638-646.
- 小川勇二郎・藤岡換太郎 (1985): 伊豆弧北東側のプレート境界の変遷—嶺岡帯から相模トラフまで—. 月刊地球, **7**, 709-719.
- 小川勇二郎・藤岡換太郎 (1986): 相模トラフの構成と発達. 月刊地球, **8**, 258-264.
- Ogawa, Y. and Taniguchi, H. (1988): Geology and tectonics of the Mira-Boso Peninsulas and the adjacent area. *Modern Geology*, **12**, 147-168.
- Ogawa, Y., Seno, T., Tokuyama, H., Akiyoshi, H., Fujioka, K. and Taniguchi, H. (1989): Structure and development of the Sagami Trough and off-Boso triple junction. *Tectonophysics*, **160**, 135-150.
- 小川勇二郎・谷口英嗣・藤岡換太郎 (1992): 幻の“湘南火山帯”. 月刊地球号外, **5**, 149-156.
- 小川勇二郎・岩瀬良一・金沢敏彦・金子浩幸・川上俊介・川村喜一郎・小山純弘・小林英城・牧陽之助・酒井慎一・高木善弘・浅田美穂 (1999): NT98-12 Leg1 による相模湾「しんかい 2000」潜航調査報告 (概報)—第 1047 ~ 1051 潜航—. JAMSTEC 深海研究, **15** (2), 135-143.
- Ogawa, Y., Takami, Y. and Takazawa, S. (2008): Oblique subduction in island arc collision setting: Unique sedimentation, accretion and deformation processes in the Boso TTT-type triple junction area, NW Pacific. in *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones* edited by Draut, A.E., Clift, P.D. and Scholl, D.W., *Geological Society of America Special Paper*, **436**, 155-170.
- Okada, H. and Burkry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude cocolith biostratigraphic zonation (Barkry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**, 321-325.
- 大河内直彦 (1990): 相模湾の活構造とテクトニクス. 地学雑誌, **99**, 458-470.
- 大塚謙一 (1985): 活動的トラフの埋積過程と堆積相—相模トラフ北端域および駿河トラフ北端域の上部第四系—. 静岡大学地球科学研究報告, **11**, 57-117.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K. and Harder, S. (2005): Earthquake source fault beneath Tokyo. *Science*, **309**, 462-464.
- Schneider, D.A., Backman, J., Chaisson, W.P. and Raffi, I. (1997) Miocene calibration for calcareous nannofossils from low-latitude Ocean Drilling Program sites and the Jamaican conundrum. *Geological Society of America Bulletin*, **109**, 1073-1079.
- 瀬野徹三 (1980): 変化する広域応力場—南関東を例として—. 月刊地球, **2**, 146-154.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 17941-17948.
- 島崎邦彦・中村一明・米倉伸之 (1981): 駿河トラフと相模トラフ—測地学的・地形学的変動とプレート運動. 月刊地球, **3**, 455-463.
- Stow, D.A.V., Taira, A., Ogawa, Y., Soh, W., Taniguchi,

- H. and Pickering, K.T. (1998): Volcaniclastic sediments, processes interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, **115**, 351-381.
- 杉村 新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 鈴木尉元・小玉喜三部・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万古・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・橋井 久・原 雄・中山敏雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座英一 (1995): 東京湾とその周辺地域の地質 (第2版), 10 万分の 1 地質説明書. 特殊地質図, 地質調査所, **20**, 109p.
- 高橋雅紀 (2006): 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, **112**, 14-32.
- 高橋雅紀 (2008): 新第三系の分布と対比. 日本地質学会編: 関東地方. 朝倉書店, 26-36.
- 竹内 章・藤岡換太郎 (1985): 相模トラフ・駿河トラフ周辺の海底地形. 地学雑誌, **94**, 102-114.
- 徳山英一・徐 垣 (1988): 相模トラフはいつ形成されたか. 月刊地球, **10**, 630-637.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1986): 南部フォッサマグナの 3 次元的応力場. 月刊地球, **8**, 602-605.
- 渡辺一樹 (1993): 相模湾西部の海底微地形. 水路部研究報告, **29**, 33-50.
- 山崎晴雄 (1993a): 「しんかい 2000」による相模海丘北西端部の地形・地質調査. しんかいシンポジウム報告書, **9**, 191-203.
- 山崎晴雄 (1993b): 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地学雑誌, **102**, 365-373.
- 柳沢幸夫・高橋雅紀 (2008): 複合年代尺度. 日本地質学会編: 関東地方. 朝倉書店, 20-26.
- 矢野 亨 (1986): 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代及び堆積環境. 静岡大学地球科学研究報告, **12**, 191-208.
- 米倉伸之 (1984): 駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形. 第四紀研究, **23**, 83-90.

(2009 年 9 月 9 日受付, 2010 年 4 月 12 日受理)