

相模湾，沖ノ山堆列の微化石年代と相模トラフ の沈みこみ帯の構造発達史

蟹江 康光*¹ 服部 陸男*² 岡田 尚武*³
秋元 和實*⁴

相模トラフは、南中央日本の相模湾の最深部にあり、フィリピン海プレートと北米プレートとの物質境界になっている。フィリピン海プレートは、北西方向に年間約4cm移動しているの
で、相模トラフと沖ノ山堆列との間の相模構造線に沿って右横ずれを生じている。石灰質ナノ
化石年代と底生有孔虫化石の分析により沖ノ山堆列を構成する地層の年代と堆積環境を明らか
にした。すなわち、南部の沖ノ山堆は16-2Maの地層で構成され、北部の相模海丘は0.9Ma以
降の地層で構成されていることが判明し、底生有孔虫化石とナノ化石による相模海丘の古水深
は現在の海底の水深とあまり変わっていない1,200-1,600m付近にあったことが判明した。こ
のデータにより沖ノ山堆は0.9Ma以降に相模海丘に対しておよそ1,000m隆起し、この間の地
質関係は断層と解釈された（服部ほか、1995）。この隆起はプレート沈みこみに伴う地塊の境
界、あるいは断裂と考えられ、その後、沖ノ山堆列は右回りに回転したために相模構造線を横
切る左横ずれが発生し、これに沿って海底谷が発達した。すなわち、相模湾底と三浦-房総地
域の顕著な地質構造は、1) 北西-南東の地質構造線を境とする右横ずれ運動と、2) フィリ
ピン海プレートの沈みこみによる東西方向の上下ずれ断層で構成されている。

キーワード：相模トラフ、相模湾、沈みこみ帯、フィリピン海プレート、石灰質ナノプランクトン

Microfossil Age of the Okinoyama Bank Chain in Sagami Bay, South-central Japan and Develop- mental History of the Subduction Zone of Sagami Trough

Yasumitsu KANIE*⁵ Mutsuo HATTORI*⁶ Hisatake OKADA*⁷
Kazumi AKIMOTO*⁸

* 1 横須賀市自然博物館

* 2 海洋科学技術センター深海研究部

* 3 北海道大学理学研究科

* 4 名古屋自由学院短期大学

* 5 Yokosuka City Museum

* 6 Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center

* 7 Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido
University

* 8 Nagoya Jiyu Gakuin Junior College

The Sagami Trough, situating at the deepest part of Sagami Bay, south-central Japan is the plate boundary between the Philippine Sea Plate and the North American Plate. Due to the north-westward movement of the Philippine Sea Plate with an annual velocity of ca. 4cm, a right-lateral shift develops along Sagami Tectonic Line between Sagami Trough and Okinoyama Bank Chain. By analysis of calcareous nannoflora and benthic foraminifers, it was revealed that the age of the southern Okinoyama Bank ranges between 16-2 Ma, while the age of northern Sagami Knoll is younger than 0.9 Ma, and there is a strong possibility that the Okinoyama Bank have uplifted ca. 1,000m within the last 0.9 Ma against the Sagami Knoll. (Hattori et al., 1995). We considered that the uplifting is caused by an active vertical fault representing a block boundary or a fracture zone associated with the subduction. A successive clockwise rotation of the Okinoyama Bank Chain have created the left-lateral shift across the Sagami Tectonic Line, along which submarine canyons have developed. The prominent geologic structure of the Sagami Bay and Miura-Boso region are, 1) right-lateral shift bounded by NW-SE trending tectonic line and, 2) vertical faults activity associated with the subduction of the Philippine Sea Plate.

Key words : Sagami Trough, Sagami Bay, Subduction zone, Philippine Sea Plate, Calcareous nannoplankton

1. はじめに

沖ノ山堆列は、相模湾の東部にあり、三浦半島と房総半島南端部の西側海底斜面で北西-南東方向に走る海底山脈である。沖ノ山堆は沖ノ山堆列の南東側に、相模海丘と真鶴海丘は北西側に位置する。堆列は、相模湾中央部の相模トラフで境され、その境界には北西-南東方向の相模湾断層があり、1923年の関東大地震の震源断層であったとされている。沖ノ山堆列は、南西-北東方向の谷地形でブロック化されている。この報文では、沖ノ山堆列をつくる地層の生成年代を明らかにし、一部ではあるが、地層の堆積深度を考察し、上記の海底地形がプレート運動によってつくられた物質ブロック境界であることを報告する。一方、三浦半島には東西方向の右横ずれの5本の活断層があり、そこに生活する市民は活断層と共存しなければならない地域でもある。本報告は、海底地形と陸域地形との関係を解明する資料の一部とし、研究成果を市民にも還元したい。

2. 沖ノ山堆列を構成する地層とその化石年代

沖ノ山堆は、沖ノ山堆列の南東部に位置し、基部(麓)の水深は約1,300m、頂部は54mにある堆である(図1)。沖ノ山堆は、房総半島南西端の洲の岬の沖合に延長すると考えられている。堆の潜水船調査は、崖の基部から中腹の569mまで行われ、蟹江ほか(1991)と服部・

田中(1991)によれば、崖の基部の1,127mでは固結した泥岩で、CN4 ナノ化石帯(15.6-13.6 Ma)にある。その上を見かけの上位層は、成層したシルト岩を挟む凝灰岩からなる。水深1,043mはCN12d ナノ化石帯(2.4-2.0 Ma)、873-772mはCN9化石帯(8.2-5.6 Ma)、569mはCN12a 亜帯(3.7-2.8 Ma)とCN12b 亜帯(2.8-2.5 Ma)にある(図2)。調査結果は、沖ノ山堆を構成する地層のナノ化石年代が整然とした層序となっていないことを示している。服部ほか(1995)は、この化石層序の乱れがCN14a 亜帯(0.94-0.46 Ma)の時代に生じた乱泥流に古期層が巻き込まれて再堆積したと解釈した。15.6-13.6 Maの年代は、三浦半島の葉山層(蟹江・浅見, 1995)に対比される。8.2-5.6 Maと3.7-2.5 Maは、それぞれ三浦層群の中・上部(蟹江ほか, 1991)に相当する。2.4-2.0 Maは上総層群の下部あるいは、房総半島南端地域の千倉層群の上部に相当する。

三浦半島南西部沖合の三崎海丘と三浦海丘からは、年代が判明した資料がない。

相模海丘は、沖ノ山堆列の北西部に位置し、海丘基部での水深は約1,450m、頂部は466mである。相模海丘の西側は、相模トラフを挟んで真鶴海丘に面しており、この間は相模トラフの最も幅の狭い部分となっている(図1)。相模海丘南東の基部から水深1,202mまでの調査結果は、服部ほか(1992)により報告されている。それに

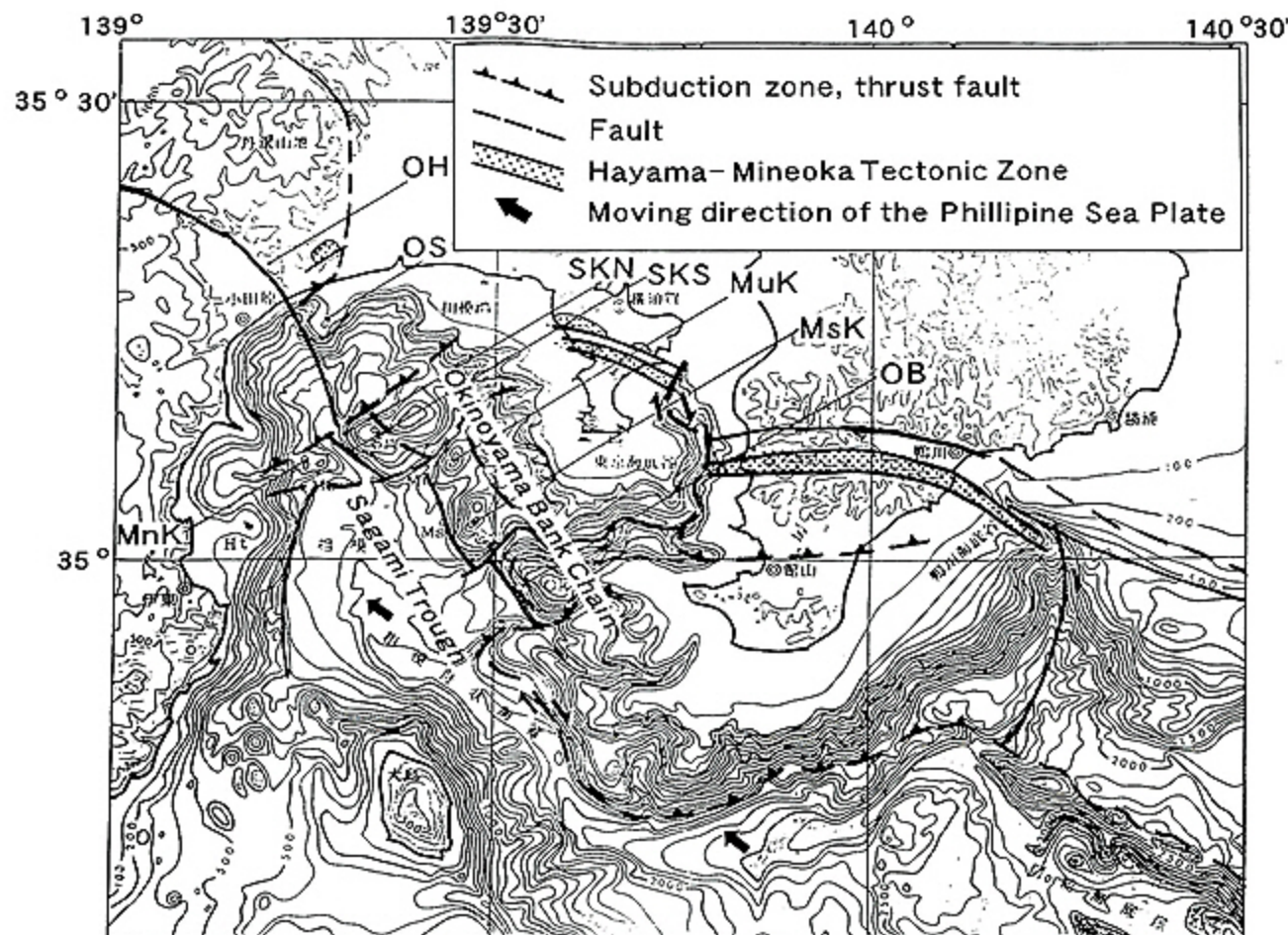


図1 沖ノ山堆列及びその周辺地域の地質構造。OH:大磯丘陵, OS:大磯海脚, MnK:真鶴海丘, SKN:相模海丘北部, SKS:相模海丘南部, MuK:三浦海丘, MsK:三崎海丘, OB:沖ノ山堆

Fig. 1 Geologic structure of the Okinoyama Bank Chain and the around region. OH: Oiso Hill, OS: Oiso Spur, MnK: Manazuru Knoll, SKN: northern part of the Sagami Knoll, SKS: southern part of the Sagami Knoll, MuK: Miura Knoll, MsK: Misaki Knoll, OB: Okinoyama Bank.

よれば、崖の斜面は成層した柔らかいシルト岩で、凝灰岩、特に白色細粒凝灰岩層を頻りに挟んでおり、水深1,400mと1,312mのシルト岩は、CN14a ナノ化石亜帯(0.94-0.46 Ma)のものであり、三浦～房総半島地域の上総層群の上部層に対比された。山崎(1993)によれば、海丘北部の水深1,237-830mからの4試料はCN13b(1.8-0.94 Ma)のものであり、719mの試料はCN15a(0.27 Ma<)のものであった(図2)。なお、服部ほか(1995)は、海丘北西部の水深734mと608mから新鮮な大型の安山岩角礫を採集し、相模海丘の頂部付近に火山活動があったかを論じている。

真鶴海丘東部(図1)の基部の水深1,362mから採集された試料はCN14a 亜帯であり(服部ほか, 1995)(図2)、北西斜面でもCN13b-CN14b(1.8-0.27 Ma)化石亜帯に対比された(山崎, 1993)。これらのナノ化石年代で、真

鶴海丘と相模海丘を構成する地層の年代が類似し、その年代の堆積物は上総層群上部と相模層群～下総層群の一部に相当する。

3. 相模トラフにおける沈みこみ帯の位置

沖ノ山堆で確認された堆積年代は15.6-2.0 Maである。一方、相模海丘のそれは1.8 Ma以降である。三浦海丘と三崎海丘の化石年代は不明であるが、現在のデータでは沖ノ山堆と相模海丘との間に微化石年代の明瞭な断絶がある。服部ほか(1995)は、ナノ化石の *Florisphaera profunda* の産出頻度と底生有孔虫による推定深度の解析から、相模海丘をつくる地層は過去も現在と類似の水深で堆積したと推定し、沖ノ山堆は相模海丘に対し相対的に約1,000m隆起した断層があると考えた。この位置には東京海底谷があり、また、沖ノ山堆列と相模トラフ

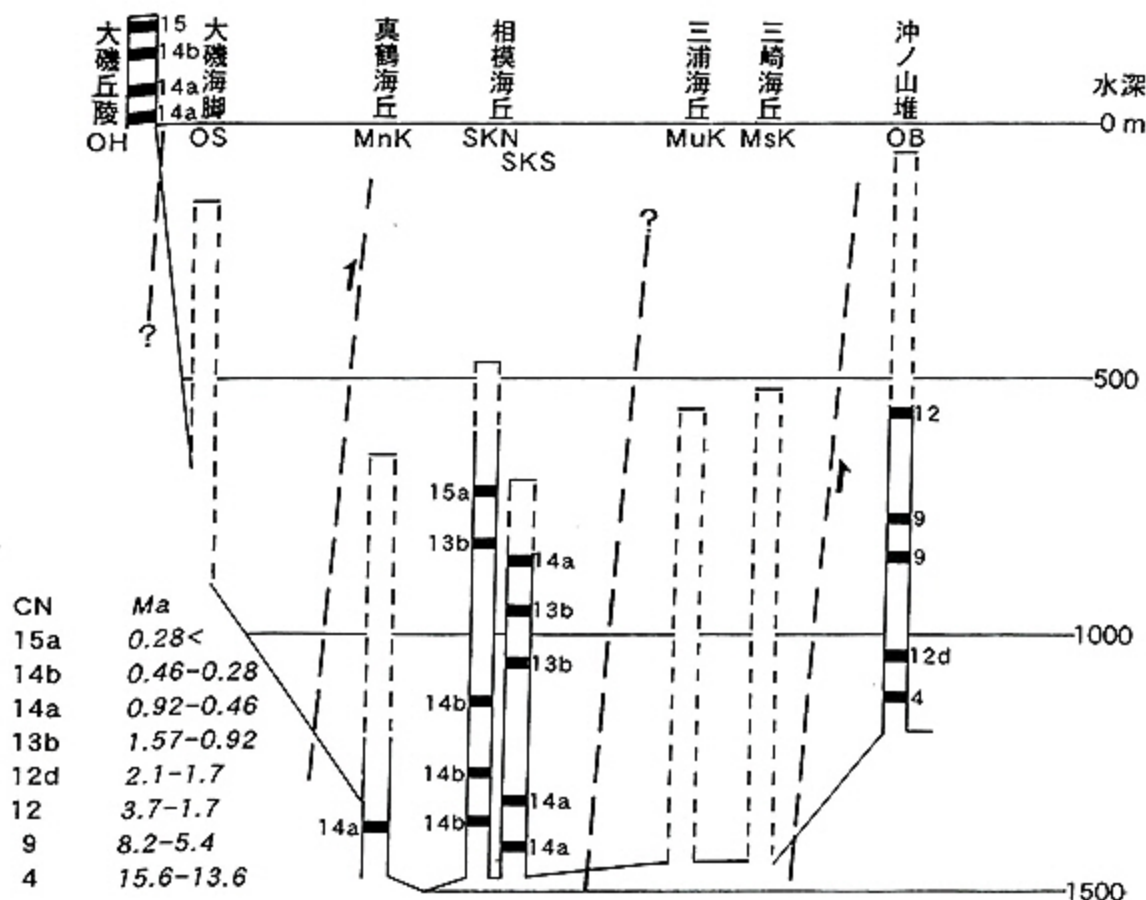


図 2 沖ノ山堆列及びその周辺地域を構成する地塊の石灰質ナノ化石年代

Fig. 2 Calcareous nannoplankton age (CN) of the geologic blocks of the Okinoyama Bank Chain and around region. OH: Oiso Hill, OS: Oiso Spur, MnK: Manazuru Knoll, SKN: northern part of the Sagami Knoll, SKS: southern part of the Sagami Knoll, MuK: Miura Knoll, MsK: Misaki Knoll, OB: Okinoyama Bank.

の境界付近にある相模湾構造線が三浦海底谷付近で左にずれており、ここにも断層があるかもしれない。Koyama and Kitazato (1989) は、この左ずれをフィリピン海プレートの北西行によって生じた、堆列の時計回り回転によって生じたと解釈した。

相模海丘の北方には大磯海脚があるが、堆積年代は不明である。さらに北側の大磯丘陵では CN14 (0.94-0.28 Ma)-CN15 (0.28 Ma<) の海成堆積物 (岡田, 1987; Koyama and Kitazato, 1989) が隆起して丘陵をつくっている。大磯丘陵をつくる地層の微化石年代は、相模海丘を構成する地層の化石年代とよく似ており、対比できる可能性がある。すなわち、大磯丘陵は、相模湾北部の海底をつくっていた堆積物が隆起した可能性が大きい。相模海丘の存在する海底深度 (1,450m) から大磯丘陵の現在の高度まで隆起したとすると、20 万年間の平均隆起速度は、1,000 年間に約 7m と見積もられる。松田 (1985) が計算した大磯丘陵の大磯型地震に伴う 1,000 年間に 3-4m の隆起速度、また測地学的平均隆起速度は

1,000 年間に 2-3m である。更新統からなる大磯丘陵の隆起速度は、大磯型地震によるものより小さく、また、測地学的速度より小さいが、これには、さらに関東型地震と元禄型地震による隆起が加わっていると考えられる。

従って、大磯丘陵と大磯海脚との間にある片瀬海底谷に沿って逆断層が存在すると推定できる。この地質構造線は、生沢 (いくさわ) 構造線につながる可能性がある。

Koyama and Kitazato (1989) は、大磯丘陵を構成する更新統の古地磁気研究から、CN14a (0.94-0.46Ma) の時代に羽尾層堆積前で前川層堆積後の間に、約 50° 時計回りに回転し、その時期を 0.9-0.6Ma とみなした。回転の原因は、フィリピン海プレートの運動で伊豆地塊が本州に衝突したためと考えた。小竹ほか (1996) は、大磯丘陵が 52°、三浦半島が 30°、房総半島が 10-13° 回転し、その時期は房総半島南端での千倉層群と豊房層群の境界部、すなわち 1.10-0.83 Ma に対比した。筆者らは、現在の嶺南地質構造帯を Koyama and Kitazato (1989) と小

竹ほか (1996) のモデルで回転前の位置に復元し、東京湾などの位置で嶺岡帯を右横ずれ断層としてもとの位置へ戻すと、0.9 Ma 以前には嶺岡帯はほぼ東西の直線上に配列され、伊豆半島の衝突前の本州中部の地形を復元できる。

相模湾北東部の海底谷そして陸棚付近の地質構造に関する資料は少ない。従って、断層の性格の解明については、さらに資料の集積が必要である。これら NE-SW 方向の断層あるいは構造線付近には、現在フィリピン海プレートが沈みこんでいる可能性が高い。

4. 相模トラフの形成年代

徳山・徐 (1988) は、木村 (1976) の相模トラフを埋積したのは D 層 (2-1 Ma) であるので、相模トラフの形成は、およそ 2 Ma ころにはじまったとした。また、東京海底谷下流部の軸部に堆積したのは C 層 (1.0-0.4 Ma) であり、E-W ないし SEE-NWW の海底谷がつくられたのは、およそ 1.0 Ma とした。

相模海丘の基部には CN14a (0.94-0.46 Ma) の堆積物が確認され、ほぼ同様なものがトラフ堆積物として水深 1,200-1,600m の海底で堆積し、それ以後に相模海盆底が沈降、または下刻されたと推定される。

沖ノ山堆南西側の相模トラフ付近 (布良瀬南海丘の麓のトラフ底、水深 1,887m) には、厚さ 2,500m の南相模層 (木村, 1976) が知られているが、CN14a (0.94-0.46 Ma) の時代以降にトラフ側は 1,500m 沈降したとされている (服部ほか, 1992)。

5. おわりに

相模湾東部の沖ノ山堆列を構成する地層の堆積年代は少しずつ判明しているが、依然として三浦海丘・三崎海丘は不明であり、沖ノ山堆の上半部も未調査である。この資料によって、沖ノ山堆列のブロック化された地形は、どのような断層であるのか、沈みこみを伴う断層なのかはほとんど不明である。房総半島の南方沖〜鴨川沖にも沈みこみ帯の存在は知られている (Fujioka et al., 1989) が、その多くは未調査である。これら海底での物質境界は、三浦半島・房総半島で調査されている断層・活断層とも関連しているはずである。多くの人口と財産を有する首都圏南部地域での活構造の研究は大変重要である。海洋科学技術センターをはじめとする海洋調査船の効率的な運用と活用が望まれる。

本研究を行うにあたって、潜水母船「なつしま」の乗員及び「ドルフィン 3K」の運航チームにはお世話にな

り、海洋科学技術センターの田中武男博士には試料を提供いただき、相模貝類同好会の倉持卓司氏には船上作業にご協力いただいた。これらの方々にお礼申し上げる。

引用文献

- Fujioka, K., W. Kinoshita, W. Soh, J. Tsukawaki, K. Ashi, K. Akimoto and M. Watanabe (1989): Geology of Sagami Bay and its environs—Reports on the results of KT88-1 Cruise—, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 64, 391-431.
- 服部陸男・田中武男 (1991): 相模湾、沖の山堆の地質。月刊地球, 13, 39-41.
- 服部陸男・蟹江康光・岡田尚武・有馬 眞 (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・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, 259-278.
- 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・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀 (1991): 三浦・房総半島新第三紀三浦群の石灰質ナノ化石年代および対比。地質雑, 97, 135-155.
- 蟹江康光・服部陸男・岡田尚武・岩城千恵子・秋元和實 (1995): 相模トラフの沈みこみ帯とその形成年代—沖ノ山堆列の微化石年代にもとづく—, 第 12 回しんかいシンポジウム予稿集, 36-37.
- 蟹江康光・服部陸男・岡田尚武・秋元和實 (1995): 相模湾沖ノ山堆列の微化石年代と相模トラフの沈みこみ帯。地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p. 394.
- 蟹江康光・浅見茂雄 (1995): 三浦半島の中新統葉山層群の層序と年代。横須賀市文化財調査報告書, 29, 13-17.
- 木村政昭 (1976): 相模湾及び付近海洋地質図, 海洋地質図, 3. 地質調査所, 10+9pp.
- 小竹信宏・小山真人・亀尾浩司 (1996): 房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群 (鮮新世—更新統) の微化石層序および古地磁気層序。地質雑, 101, 515-531.
- Koyama, M. and H. Kitazato (1989): Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise rotation in the Oiso Hills: a possible record of interaction

- between the Philippine Sea Plate and northeast Japan. Geophys. Monogr., IUGS 5, 249-265.
- 松田時彦 (1985): 大磯型地震について. 月刊地球, 7, 473-477.
- 岡田尚武 (1987): 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナノ化石の生層序と古環境. 化石, 43, 5-8.
- 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.
- 山崎晴雄 (1993): 「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.

(原稿受理: 1996 年 7 月 12 日)