

伊勢原断層 (神奈川県) の試錐による地下調査

—過去約7000年間の堆積環境と元慶2年地震の変位—

地震研究所	{	松田時彦
		由井将雄
神奈川県立博物館	{	松島義章
		今永勇
		平田大二
法政大学社会学部地学研究室		東郷正美
東京大学理学部地理学教室	{	鹿島薫
		松原彰子
名古屋大学理学部地球科学教室		中井信之
名古屋大学アイソトープ総合センター		中村俊夫
長崎大学教養部地学教室		松岡数充

(昭和63年4月30日受理)

要 旨

伊勢原断層の両側で試錐調査を行い、試料中の火山灰、 ^{14}C 年代、貝・有孔虫・珪藻・渦鞭毛藻などを調査した。調査地域は、約6000年前頃、内湾性の海域から低湿な陸域に変わった。その海成層の上限の高さ(当時の海拔0m)は、現在標高およそ0~2mにあるが、断層の東側の方が 1.6 ± 0.6 m高い。この高度差は伊勢原断層の変位によると考えられる。この変位が生じた年代は、地層の厚さの比較から、延暦・貞観年間のテフラ層堆積以後で、宝永スコリア堆積以前である。この“伊勢原地震”の規模は、その変位量などから考えて、M7.0~7.5程度である。また、約6000年前の海成層の上下変位量と約1100年前までのテフラ層の標高差との間に有意の差がないことから、伊勢原地震の再来間隔は約5000年以上である。

このような伊勢原地震に最もよく適合する歴史地震は、元慶2年(878年)の相模・武蔵の地震(理科年表M7.4)である。

1. まえがき
2. 伊勢原断層とその周辺の地形
3. 調査地点および試錐試料
4. 層相とくにテフラ層の記載
5. 堆積物の ^{14}C 年代測定
6. 堆積環境の分析
7. 伊勢原断層の活動歴
8. まとめ

1. ま え が き

伊勢原断層は、神奈川県中部にある縦ずれの活断層である。この断層は、元慶2年(878年)の相模・武蔵の大地震(理科年表によるとM7.4)の震源であった可能性がある(萩

原ほか, 1980; 中村ほか, 1987). このことを確かめるため, 伊勢原断層を横切る測線上の4地点で, 試錐による地質調査を実施した. 本稿では, それらの試錐試料を記載し, 伊勢原断層付近の完新世の堆積環境と断層変位について報告する.

本調査によって, 約6000年前の海成層の頂面が海拔 $-2\sim 0$ m 付近にあること, それ以後平安時代までの地層が伊勢原断層の東側で西側よりも約 1.6 m (± 0.6 m) 高いこと, その高度差が, 元慶2年(878)相模・武蔵地震に伴う断層運動によって生じた可能性が大きいこと, などが明らかになった.

本研究では, 周辺の地形・地質調査(東郷・今永・平田)のほか, 得られた試錐試料について, 層相・火山灰(由井, 鹿島), ^{14}C 年代測定資料(中井, 中村), 貝(松島), 有孔虫(松原), 珪藻(鹿島), 渦鞭毛藻(松岡)などの調査を行った. カッコ内はそれぞれの主な担当者である. 試錐掘削費用は, 特定研究「首都圏の地震発生様式の基礎的研究」(研究代表者, 茂木清夫, 昭和60-62年度)によった.

調査にあたり, 掘削調査のため土地を提供して下さった土地所有者の山口一成氏(Y地点), および笹生延侑氏(W, X, Z地点)に感謝する. また, 上杉陽氏(都留文科大学)および宮地直道氏(農水省環境技術研究所)からはテフラについて御教示いただいた. また, 試錐作業に際しては田村元成氏ほか京浜調査工事(株)の方々および法政大学深沢浩さんらにお世話になった. これらの方々にお礼申しあげる.

2. 伊勢原断層とその周辺

伊勢原断層(花井, 1934)は, 伊勢原台地の西縁を南北に走る東側隆起の断層である. この断層は, 北方では, 丹沢山地東部の青野原一煤ヶ谷線(Mikami, 1961; 太田ほか, 1986: 東傾斜 $50\sim 70^\circ$ の逆断層)につづく. 南方では, 伊勢原台地の南端で鈴川の沖積平野の下に没する(Fig. 1). 活断層研究会(1980)はこの断層を長さ約 20 km のB級の活断層としている.

この断層は, 地形的に断層崖としてあらわれ, 調査地付近では断層面は直接観察されない. 台地西縁の断層崖に沿って, 河成段丘面の比高 2 m 程度の西へ向いた撓曲崖や袋状の凹地, 孤立丘などがある(花井, 1934; 金子, 1972; 東郷, 未公表). 箱根新时期軽石流堆積物の分布高度もこの断層付近で異なる(町田・森山, 1968). 今永ほか(1982)は, 本調査地付近の断層線をはさむ二地点(Fig. 3の地点A・B)で試錐調査を行い, 完新世海成層の上限の高度が伊勢原断層の東側でやや高い(3.48 m)ことを見出した.

調査地点は, 伊勢原台地西縁の崖線の南端の沖積地にある(Fig. 2). 調査地点の東北側にある伊勢原台地は大部分, 20 m あるいはそれ以上の厚いテフラに覆われた古い扇状地面である(岡ほか, 1979によると, その大部分は武蔵野面に相当する).

伊勢原台地の西側は, 鈴川の扇状地とそれにつづく広い沖積面である. 沖積面は厚い軟弱な腐植質土・粘土層からなり, その下位には完新世の海成層がある(貝塚・森山, 1969; 岡ほか, 1979; 今永ほか, 1982). この広い沖積面の下には, 深井戸と電探資料にもとずいて推定された, 南北にのびる深い埋没谷がある(神奈川温泉研究所地下水調査グループ, 1970). 伊勢原断層はこの埋没谷の東縁をなしている.

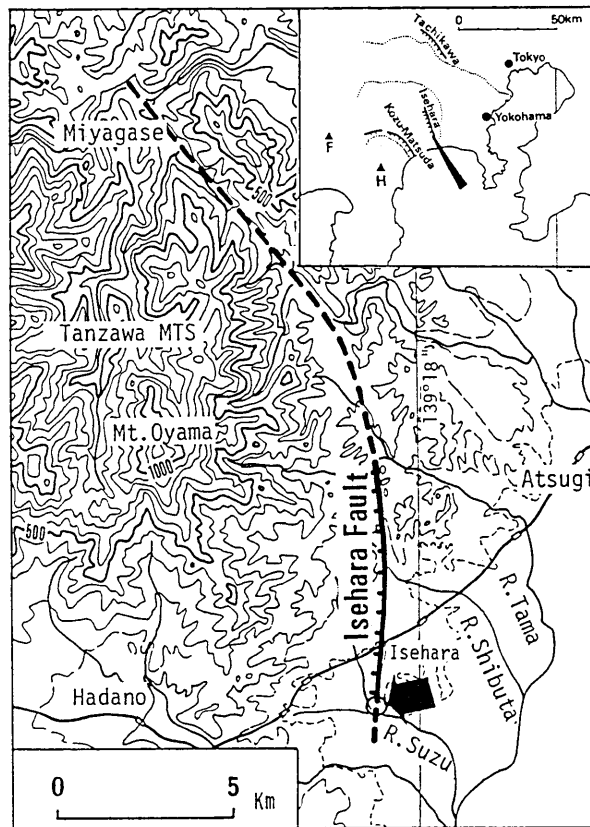


Fig. 1. Location of the study area.
F: Fuji volcano, H: Hakone volcano.

3. 調査地域と試錐資料

調査地域は、小田急電鉄伊勢原駅の南南西約 2.7 km、板戸川と鈴川の合流点北側の沖積低地である。調査地域は、板戸川の水路をのぞくと、ほぼ水平であり、地域内では地形的に断層の存在を示唆する地表の高低は見られない。しかし、この調査地域は、伊勢原台地西縁の崖線の南端に近いので、その崖線の位置、走向から、伊勢原断層は本地域内では Fig. 3 に示した位置付近の地下を通過していると推定される。

試錐調査は、この断層推定線を横切るほぼ東西の測線に沿う4地点で行われた (Fig. 3 の Y, W, X および Z)。4地点のうち、一地点 (Y) は、断層の西側に、他の3点は、断層の東側に位置する。4地点はいずれも標高約 14.8 m (± 0.2 m) で、掘削深度はいずれも 30~40 m 前後であった (Table 1)。Y 地点は、平塚市谷戸分 2886 (山口一成氏所有地) の水田であり、X, W, Z の各地点は同市岡崎赤坂 2918-1 (笹生延侑氏所有地) の果樹園

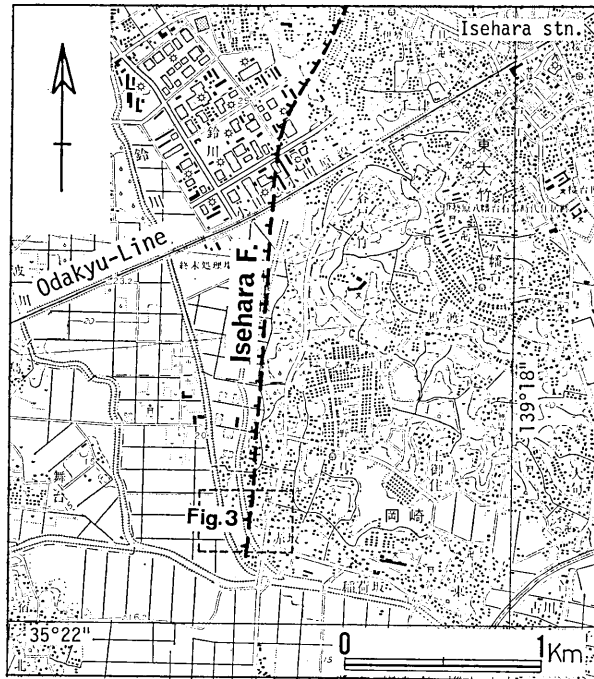


Fig. 2. Topographic map around the Isehara fault.

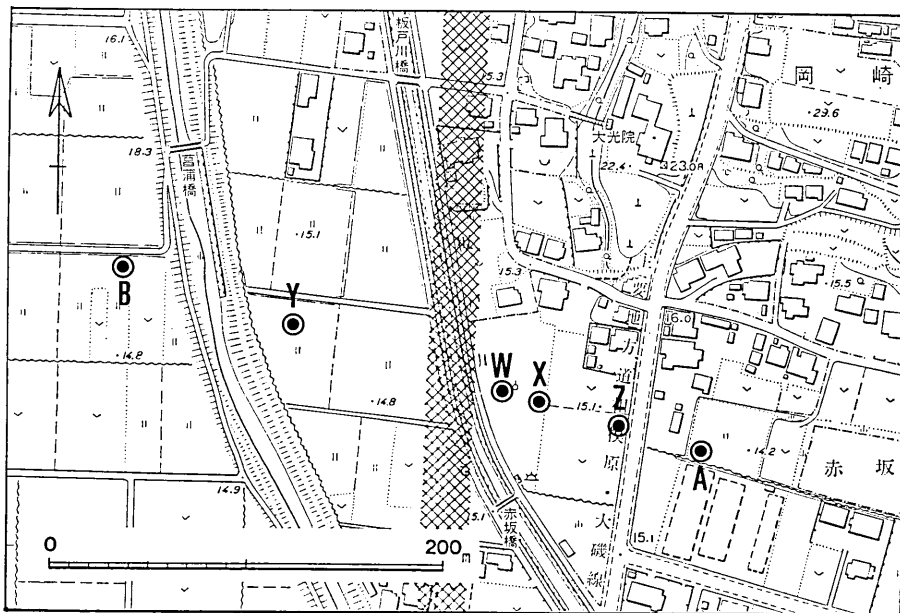


Fig. 3. Drilling sites. Y, W, X, Z: drilled in this study. A, B: drilled and described by Imanaga, et al. (1982). Hatch zone: inferred position of the Isehara fault.

Table 1. Drilling sites.

試錐	孔口の標高 (m)	掘削深度 (m)	孔底の標高 (m)	沖積層基底の 標高(m) と年代	沖積層以深 の地層	完新世海成層 の上限の標高 (m) と年代
Y	14.725	33.32	-18.60	-18.60以深 (>8000年)	(不明)	-2.16 (約6000年)
W	14.85	40.30	-25.45	-1.35	ローム層 (層位未定)	海成層 未確認
X	14.735	42.31	-24.575	-2.47	下末吉 ローム層	海成層 未確認
Z	14.99	40.11	-25.12	-2.61 (約7000年)	古富士火山テフ ラ層, 多摩中部 ローム層など	-0.91~+0.1

である。試錐孔口の標高は、平塚市岡崎地先の 国土地理院水準点 B.M. 13.375 m (平塚中央農協岡崎支所) より水準測量により求めた。

試錐工事は昭和61年1月~5月に行った。Y・W・X・Z のいずれの孔井でも、資料の採取率は極めて高かった。回収できなかった部分に対しては、その孔の傍らに新たに補助孔をもうけ、その欠落部分の試料を補った。この結果、Y地点最下部の礫層部分などを別にすると、長さ10cmをこえる欠落部分はほとんどなく、ほぼ全部分の柱状試料を得ることができた。試料は現地において、水圧ポンプによりコアチューブより押し出し、簡単な記載をした後、直ちにビニールフィルムで密封した。

室内に持ち帰ったコアは、軸線にそって2分割し、層相の記載を行った後、分割したコアの一方をさらに深さ方向に5cm間隔に分割して分析用試料とし、他の一方は保存用試料とした。なお、顕著なテフラ及び¹⁴C年代測定用試料は適宜その過程で採取した。

4. 層相とテフラ層の記載

4.1 概要

Y~Z いずれの地点でも、コアの大部分は泥炭質のシルト層と薄い砂礫層等からなる沖積層であった。Y・Zの両地点ではその下部に完新世の海成層が連続して検出された。W・X・Z コアでは、さらにその下位に更新世後期の風成テフラ層が検出された。最下位の更新世後期の風成テフラ層は、各コアごとに異なった時代のものであった。それらは、推定断層線に最も近いWコアでは、古富士火山起源と考えられる立川期の赤色スコリア層、Xコアでは下末吉ローム相当層、Zコアでは多摩中部ローム層に相当する早田ローム層であった。つまり、更新世後期のテフラ層は、推定断層線に近い場所のコアほど、新しい地層が分布していることになる。これらのテフラ層が互いに断層で接しているか否かは、今回確認できなかったが、このことは、完新世の活動以前にも、西落ちの活動があったことを示唆している。今回は、完新世海成層と、それ以後の堆積物について記述する。

沖積層中には、スコリアを主体とする多数のテフラ層が挟まれている。今回検出されたテフラ層は、新富士火山のFB(富士黒土層)の形成後、西暦1707年の宝永噴火までに

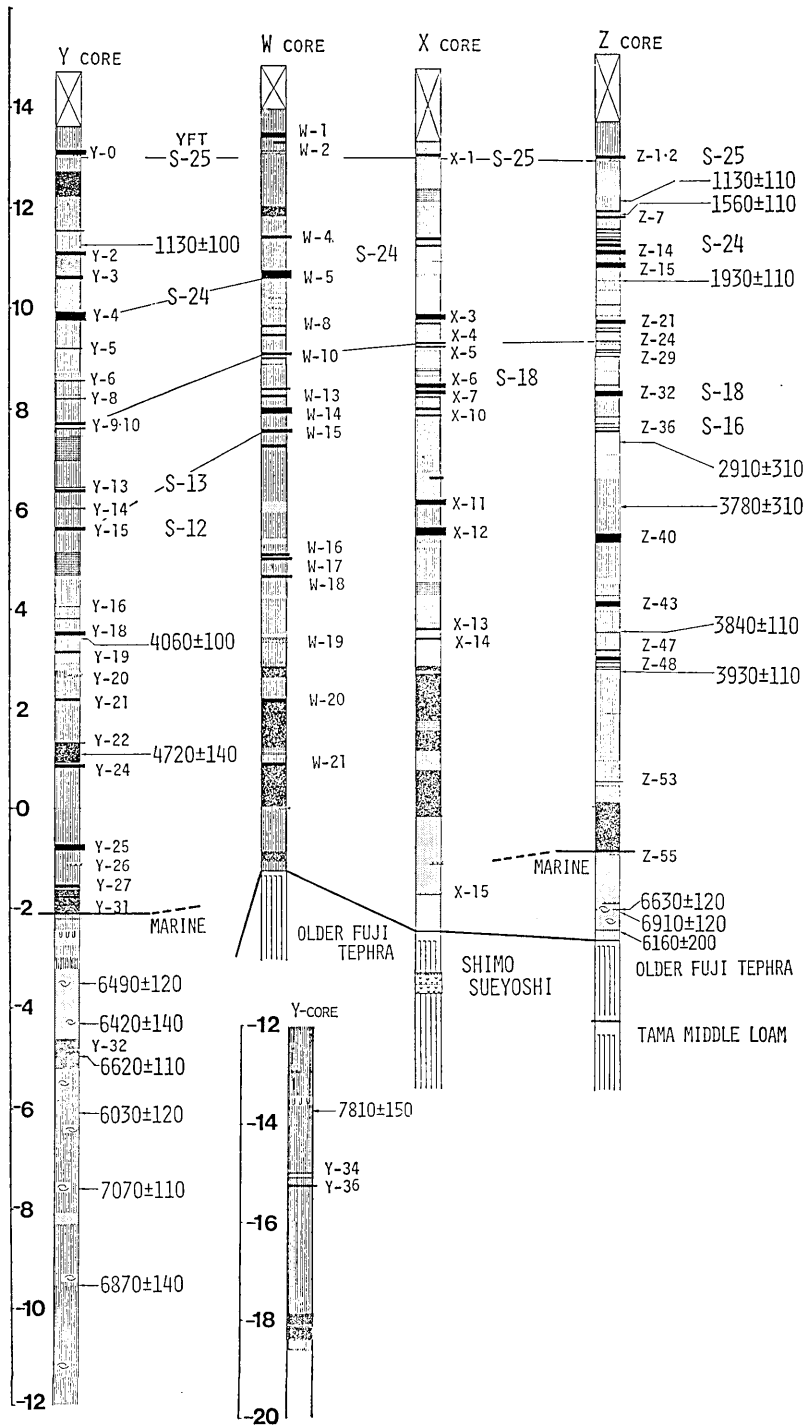


Fig. 4. Summary of lithofacies and correlation of beds among cores Y, W, X and Z.

堆積したもので、これまでに町田（1964）・泉ほか（1977）等によって記載されてきた YFT（新富士火山テフラ層）に相当する。YFT は、宝永スコリアと砂沢スコリアを除けば、いずれも下位から上位まで、その鉱物斑晶組合せや全岩化学組成はほとんど変化しておらず、したがって、スコリア粒の形態・発泡の特徴・色調等の肉眼記載的特徴によって分類されている（泉ほか，1977；宮地・鈴木，1986；上杉ほか，1987）。

本地域のテフラも YFT と同性質であり、それとの同定は、主としてスコリア粒の諸形態と ^{14}C 年代値を参考にして行った。なお、YFT のテフラの名称（S-1 など）は泉ほか（1977）によった。今回の試錐試料からは、平安期の活動にともなうと考えられる降下スコリア、S-24（後述の Y-4 など）や、砂沢スコリア（Y-14）・大室スコリア（Y-15）などが検出された。

テフラ層については、各コアごとに上位のものから順に Y-36 のように、番号を付した。テフラ層の高さ（テフラ名に続く括弧内の数字）は、すべてテフラ層下底面の標高値（海拔高度）で示した。以下に Y・W・X・Z の順に、試料の下位より層相、特にテフラ層の記載を行う。

4.2 Y コア (Fig. 5A)

Y 地点（地表高 14.725 m）では、-18.60 m までの試料（コア長 33.3 m）が得られた。全層準が沖積層であり、その中に36枚のテフラ層が確認された。また Y コアの 10 層準において ^{14}C 年代測定が行われ、その結果、海成層基底の堆積年代は約8000年前であると推定される。

-18.60~-17.78 m : 砂礫層

-17.78~-13.50 m : 主に腐植混じりのシルト質砂層。

Y-36 (-15 m)~26 (-2.82 m) 間の赤色風化スコリアを主体とするテフラ層は、いずれも円磨されたスコリア粒を含むことから、周辺の台地に分布する立川期のスコリア層が流出し、二次堆積したものと考えられる。

-13.50~-5.89 m : 貝化石・生痕化石を含むシルト層からなる。-11.68 m, -8.38 m などの層準で、薄い砂層（層厚 10~20 cm）を挟在している。貝化石の産出する下限高度は -3.3 m であり、生痕化石は -11.2~-13.50 m に産出する。-0.95 m には、Y-25 を挟む。それ以上の層準のテフラ層は、いずれも YFT と見られる黒~黒褐色のスコリア層であるが、丹沢山地起源の緑色凝灰岩の細礫を含むことがあり、その一部は二次堆積物の可能性がある。

-5.89~-3.36 m : 貝化石を含むシルト質砂層。

-3.36~-2.16 m : 生痕化石を含むシルト質砂層。

-2.16~3.13 m : スコリア層を挟在する泥炭質シルト層。砂層の薄層（層厚 10 cm 程度）を挟む。

3.13~13.63 m : 多くのスコリア層を挟在する泥炭~泥炭質シルト層。12.73~12.23 m に砂礫層を挟む。

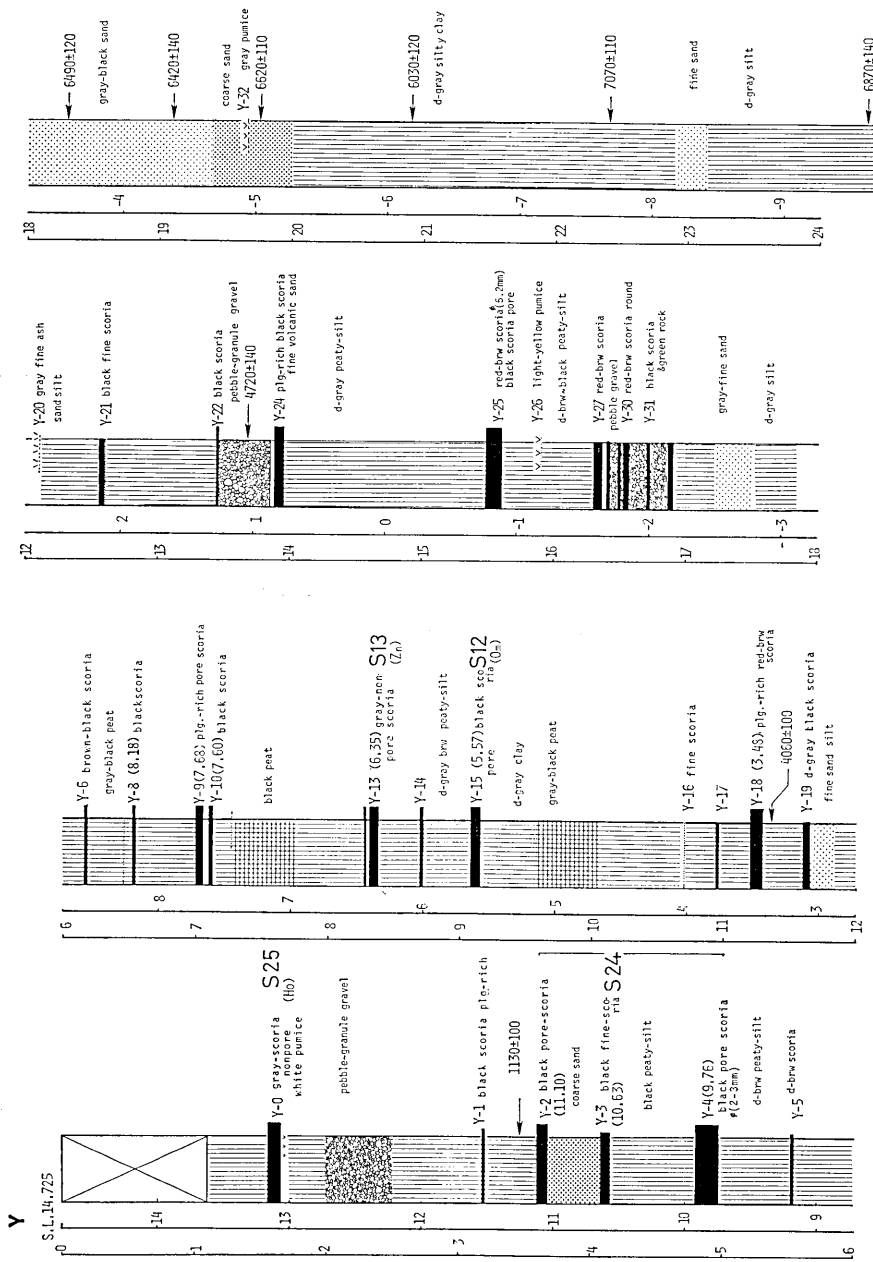
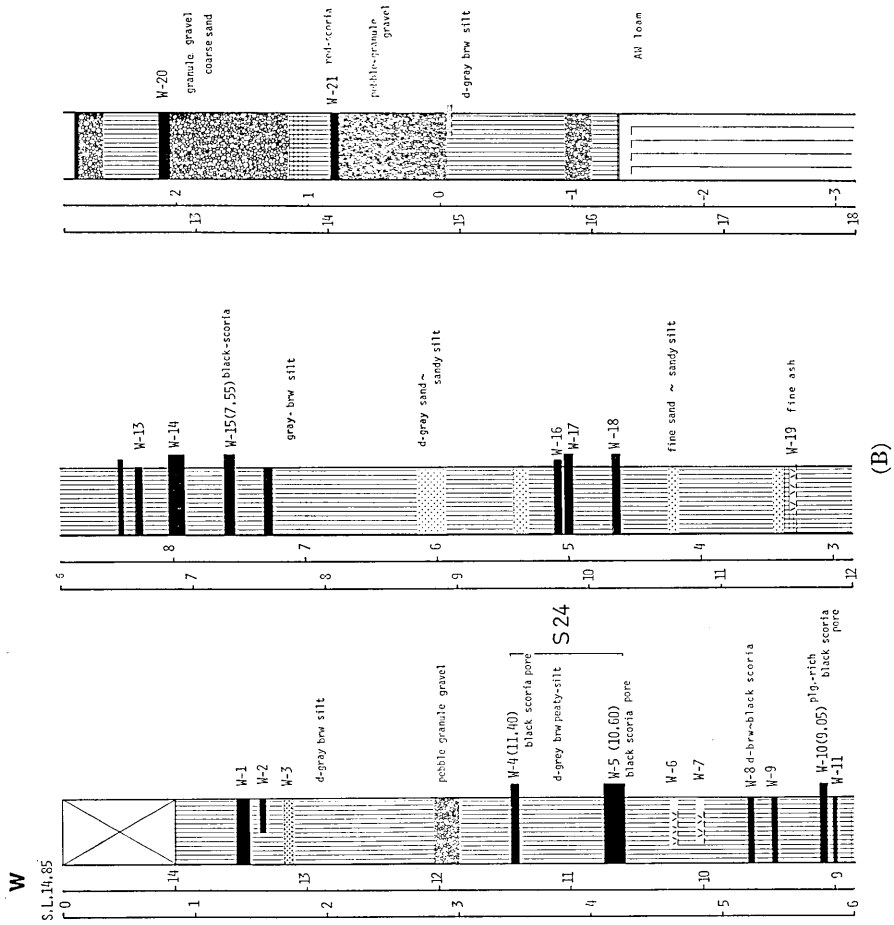
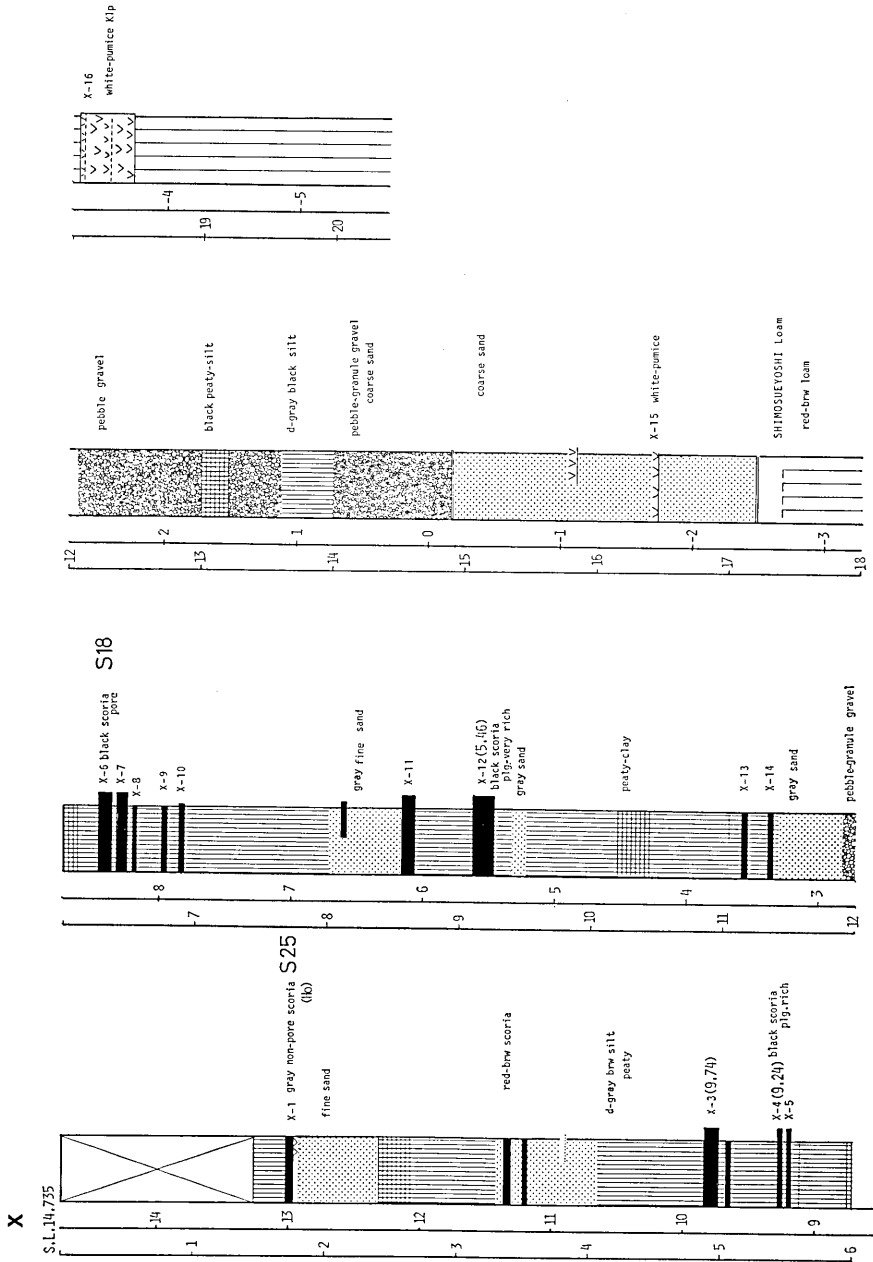
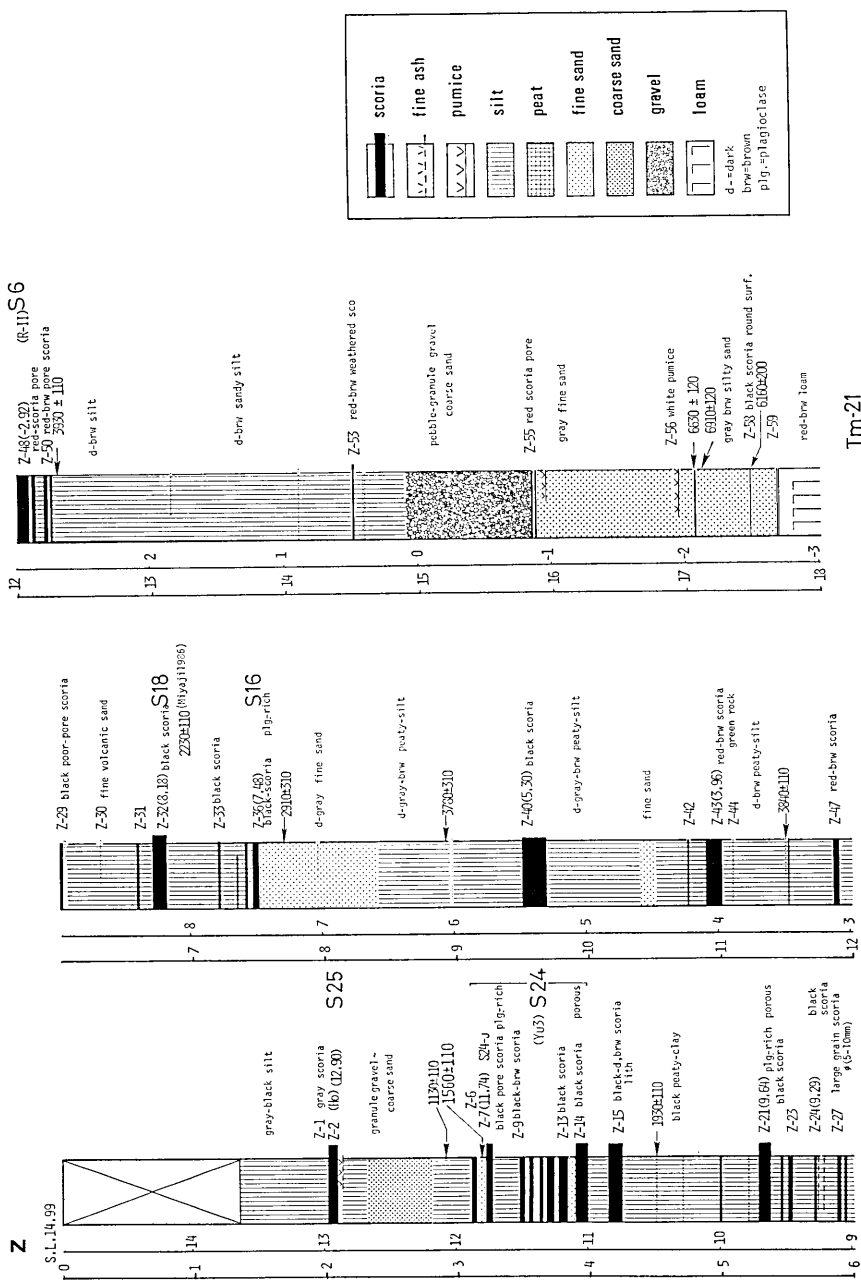


Fig. 5. Columnar sections of cores. (A) Y, (B) W, (C) X, (D) Z. For symbols, see Fig. 5(D). (A)





(C)



(D)

13.63~14.725 m: 耕土

以下に Y コアの主なテフラについて記す。

Y-18 層 (3.48 m) は、斜長石斑晶に富む発泡の良い黒色ないし黒褐色のスコリア粒を多く含み、肉眼的には YFT の S-6 に良く似ている。しかし、上下の地層が砂質のシルト層であり、火山灰が直接降下して堆積したものではなく、二次堆積物である可能性が高い。このスコリア層の上位には、数枚の粗粒火山灰（火山砂サイズ）のテフラ層を挟み、さらにその上位には、厚さ 1.8 m 程のよく発達した泥炭質粘土層が連続する。

Y-15 層 (5.57 m) は、前述の泥炭層の上位にみられる比較的保存の良い黒色スコリア層である。表面に赤褐色の皮膜がみられ、繊維状から蜂の巣状の発泡形態をした発泡の良いスコリア粒を多数含む。本層はその肉眼的特徴から YFT の S-12（大室スコリア 0 m）に対比される。また、本層は W コア中の W-15 層 (7.55 m) に相当する。

Y-13 層 (6.35 m) は、黒灰色から灰色の発泡の悪いスコリア層で、上位に暗赤褐色の火山砂サイズの細粒スコリア (Y-12) が存在する。本層は、箱根火山北麓から足柄平野にかけて広く分布する砂沢スコリア (S-13) であり、約 2800 年前に富士山の山腹噴火によってもたらされた（宮地・鈴木, 1986）ものである。砂沢スコリア層は、Y コアにだけみられ、X・X・Z コアでは砂層～シルト層となっており欠落している。

Y-10 層 (7.60 m) は黒色から黒褐色の蜂の巣状の発泡孔を有するスコリア層である。スコリアの表面は褐色の皮膜に厚く覆われている。

Y-9 層 (7.68 m) は 1 mm~1.5 mm の斜長石斑晶に富むスコリア層で、長柱状のスコリア粒を多く含む。スコリアの長軸方向に発達する繊維状の発泡孔がみられる特徴的なスコリア層である。本層は後述するように、W・X・Z コア中にも見いだされる (W-10・X-4・Z-24 の各層に対比される)。

Y-4 層 (9.76 m) は黒色の粒径 2 mm~3 mm 程度の細粒スコリア層で、光沢を持つ表面皮膜に覆われている。発泡も比較的良く、蜂の巣状の発泡孔が発達している。橄欖石及び斜長石斑晶を多く含む。本層には、いくつかのフォールユニットがみられ、比較的大規模な噴火の降下物であると思われる。

Y-3 層 (10.63 m) は少量の礫を混入するものの、黒色の細粒スコリアを多数含むテフラ層である。比較的発泡に富むスコリア粒の表面には、カラメル状の光沢がみられるほか斜長石及び橄欖石斑晶に富むなどの特徴を有する。

Y-2 層 (11.10 m) は、黒色から黒灰色のスコリア層で、斜長石の斑晶に富む。スポンジ状発泡と、わずかの繊維状発泡をしたスコリア粒を含んでいる。

Y-1 層 (11.54 m) は、斜長石斑晶に富む、発泡の良いスコリア粒により構成される。発泡形態は繊維状のものが多い。

以上述べてきたテフラ層のうち Y-4 から Y-1 までのスコリア層は、発泡の形態及び斑晶鉱物組合せの特徴と ¹⁴C 年代値から、YFT の S-24（湯船第 3 スコリア層）に対比される可能性が高い。対比の詳細については 4・5 で記述する。

Y-0 層 (13.05 m) は、最上位のテフラ層で、軽石粒を伴う黒色～黒灰色スコリアからなる。YFT の宝永スコリア (S-25) に対比される。

4.3 W コア (Fig. 5B)

W 地点（標高 14.85 m）では、-25.45 m までのコア長 40.30 m の試料が得られた。14.85~-1.35 m は沖積層，-1.35 m 以深は赤褐色の AW 型（水底堆積）ローム層である。なお、-1.35 m 以深については、層相の細かな検討はまだ行っていない。本コア中には、21枚のスコリア層が挟在していた。

-1.35~2.75 m：泥炭混じりの砂礫~粗砂層からなる。80~120 cm 間隔に、50 cm 程度の砂礫層と泥炭層が繰り返して現れる。これは、何回かの洪水とその間の静穏期が周期的にあったことを示している。

2.75~14.0 m：W-16 から W-1 までの各スコリア層が挟在する泥炭~泥炭質シルトからなる。4.25 m には砂層の薄層が挟在している。

14.85~14.0 m：耕土

以下にスコリア層の特徴を記す。

W-15 層 (7.55 m) は、黒色の発泡の良いスコリア層であり、その発泡形態及び皮膜を有する点で Y-15 層に対比される。また、その特徴から、本層は YFT の大室スコリア (O m) に対比できる。Y コアでは本層の上位に砂沢スコリア (S-13) がみられたが、W コアでは、これに対応するスコリア層は見いだせない。

W-10 層 (9.05 m) は、斜長石斑晶に富むスコリア層で、Y-9 層に対比される。このスコリア層は繊維状の発泡形態を有し、スコリア粒の形も特徴的であることから、全てのコアで見られる鍵層となっている。

W-5 (10.60 m)・W-4 (11.40 m) の両層は、前述の Y-4 及び Y-3 と同様の発泡形態と皮膜を有する点、および斜長石斑晶に富む点、などの特徴を備えていることから、W-4 を Y-2 に、W-5 を Y-4 に対比した。なお、この上位に Y-0 (S-25, 宝永スコリア) に相当するテフラ層はみられなかった。

4.4 X コア (Fig. 5C)

X 地点（標高 17.735 m）では、標高 -24.575 m までの試料（コア長 42.3 m）が得られた。14.735~-2.47 m は沖積層，-2.47 m 以深は下末吉ローム層である。沖積層中には14枚のテフラ層が挟在しているが、これは、他のコアに比べやや少ない。しかし、スコリア層の保存状態は非常に良い。なお、-4.49 m 以深については層相の細かな検討をまだ行っていない。

-4.49~-2.47 m：白色の軽石粒が散在する固結したローム層からなる。-3.34~-3.74 m には白色軽石層 (Klp-6, 上杉, 1976) を挟んでいる。このことから下末吉ローム層に対比される。

-2.47~3.49 m：泥炭混じりの砂礫~粗砂層。約 80~100 cm の周期で砂礫層と泥炭層が繰り返して現れる。このような層相の変化は、洪水に伴う砂礫の堆積と静穏期における泥炭の堆積が繰り返されたことを示している。

3.49~17.1 m：多くのスコリア層を挟在する泥炭~泥炭質シルト層。

17.1~17.735 m：耕土

以下にスコリア層の特徴を記す。

X-12 層 (5.46 m) は、顕著な蜂の巣状発泡孔を有するスコリアを主体とする。

X-6 層 (8.35 m) は、蜂の巣状の発泡孔を有する 黒色スコリアからなり、Z コア中の Z-32 層に対比され、さらに YFT の S-18 スコリアに対比される。

X-4 層 (9.24 m) は、斜長石斑晶に富むことや、長柱状のスコリア粒の形態および繊維状の発泡形態などから Y-9 層に相当すると考えられる。他のコアでも容易に認められた。X コアでは、前述の Y・W コアで認められた YFT の S-24 スコリア層が認められず、その層準は砂礫層となっている。

X-1 層 (13.00 m) は、下部に白色軽石の薄層を伴っている。層相から宝永スコリア (S-25) に対比され、Y-0, Z-1~2 に対比される。

4.5 Z コア (Fig. 5C)

Z 地点 (標高 14.99 m) では、標高 -25.12 m までのコア長 40.11 m の試料が得られた。14.99~-2.61 m は沖積層、-2.61~-4.21 m は古富士火山テフラ層 (OFT)、-4.2 m 以深は多摩中部ローム層からなる。沖積層中の 9 層準において ^{14}C 年代測定がなされ (Table 3)、沖積層の基底の堆積年代は約 7000 年前であると考えられる。なお、-4.21 m 以深については層相の細かな検討を行っていない。

Z コア中には 58 枚にも及ぶスコリア質テフラ層がみられたが、その多くは台地よりの流入物や、河川によって運搬された細礫等の混入を受けた 2 次堆積物であった。これら 2 次堆積物は、おもに伊勢原台地上に分布する立川期の風成赤色スコリア層に由来したものと考えられる。

-4.21 m 以深 : 主に風成の火山灰層からなる。この中に、上杉 (1976) の Tm-8 軽石層が見出されたことから、少なくとも一部に多摩中部ローム層に相当する早田ローム層がある。

-4.21~-2.61 m : 固結したスコリア質ローム層からなる。赤色スコリア層が薄く挟在している。Z-58 層はこの内の最上部に位置し、この層準は火山灰層の特徴により、古富士火山テフラ層に対比される。

-2.61~-2.03 m : スコリア混じりのシルト質砂層からなる。貝化石が散在する。

-2.03~-0.86 m : 細礫混じり砂層からなる。スコリア粒が散在する。

Z-57~51 層の各赤色スコリア層は、円磨されたスコリア粒を有すること、マトリックスが上下の層相と異なり、砂礫層であることなどから、2 次堆積の可能性が高い。

-0.86~0.09 m : 砂礫層からなる。礫の最大粒径は 3 cm、マトリックスは粗粒砂からなる。

0.09~13.64 m : スコリア層を挟在する泥炭~泥炭質シルト層からなる。砂層の薄層 (層厚 10 cm 程度) をところどころに挟む。主なテフラ層は次のようである。

13.64~14.99 m : 耕土

Z-48 層 (2.92 m) は、保存状態の良い暗褐色~赤色の蜂の巣状発泡スコリア層で、気孔表面に光沢のあるスコリア粒を含む。スコリア粒の特徴から泉ほか (1977) の S-6 (R-

II) に対比される。

Z-43 層 (3.96 m) は、緑色凝灰岩の円礫（丹沢山地起源）を多少含むが、Z-48 と同様の蜂の巣状発泡の特徴を有し、YFT の S-6 以上の赤スナ (S-6~10) 中の何れかに対比されると考えられる。

Z-40 層 (5.30 m) の上位には数枚のスコリアを挟在するが、何れも混在物が多い。そのため、他のコアでは対応層が確認できない。

Z-36 層 (7.48 m) は黒色～暗灰色のスコリア層で、微細発泡孔を多く有する。本層以上には黒色のスコリア層が卓越するようになる。また、Z-36 層以下の Z コア中には、砂沢スコリア (S-13)・大室スコリア (S-12)・Yu-1 (S-12) などの良い示標となるスコリア層は見いだせない。

Z-32 層 (8.18 m) 2 回のフォールユニットが認められる蜂の巣状発泡の黒色スコリア層である。本層および Z-36 層は、前述の発泡の形態的特徴および細粒の赤色スコリア粒を含むなどの構成物の特徴より、Z-36 層が YFT の S-16 に、Z-32 層が S-18 に対比される。

Z-29 層 (8.96 m) は極めて細かい発泡孔をもち、細粒で、発泡の悪い軽石質物質を混在する。

Z-24 層 (9.29 m) は、斜長石斑晶に富み、繊維状発泡孔が発達するスコリア層である。本層はこれまで記してきたように、その特徴から、他のコアの Y-9・W-10・X-4 スコリアに対比される。これが YFT の何れに対比されるかは、確かではないが、Z コア中の YFT と対比のついている鍵層との関係より、S-18 より上位で、S-24 より下位であることは間違い無い。YFT の S-19~23 の内で、この Z-24 層に特徴が最も良く似ているテフラは、S-22 (Yu-2) スコリア層である。

Z-21 層 (9.64 m) は、斜長石の 1 mm 程度の微斑晶に富み、スポンジ状の発泡孔を有する黒色スコリア層である。

Z-14 (11.02 m) から Z-6 (11.86 m) までの計 9 枚のスコリア層には、基盤山地起源と思われる緑色凝灰岩の細礫を多少含むものもあるが、いずれも特徴的なスコリア粒を多く含んでいる。これらのうち、Z-14・12・9・7・6 の 5 枚のスコリア層については、スコリア粒が円磨を受けていないことから、現地性の降下スコリアと判断される。

Z-14 層 (11.02 m) は、比較的発泡の悪い黒色のスコリア層で、斜長石—橄欖石の斑晶に富む。

Z-12 層 (11.28 m) はスポンジ状の発泡孔を有する粒径 2~5 mm のスコリアである。斑晶組合せは、斜長石—橄欖石—単斜輝石であるが、斑晶の量は多くはない。

Z-9 層 (11.50 m) は、黒色のスコリア粒を多く含む。スコリアの表面には、褐色の皮膜が認められる。まれに斜長石の斑晶を含む程度で、斑晶量は少ない。

Z-7 層 (11.74 m) は黒灰色の発泡の悪いスコリア層であるが、他のスコリア層に比べ、斜長石斑晶をはじめ、橄欖石—両輝石などの重鉱物を多く含む特徴がある。

Z-6 層 (11.86 m) はスポンジ状発泡をした発泡のよいスコリア粒を多数含む。スコリアの粒径は比較的小粒径で、平均約 2 mm 程度であった。

以上述べてきた Z-14 から Z-6 までの層厚 80 cm の間には、9 枚のスコリア層が、

シルトや泥炭層をほとんど挟まず堆積している。Z-7 直上の層準が、1560±110y.B.P. (NUTA-380) の ^{14}C 年代を示すことから (Table 3), この一連のスコリア層は、YFT の S-24 に対比されると考えられる。S-24 スコリア層は、古墳時代から平安時代、室町時代にかけての富士火山の噴火に伴う降下スコリア層であり、宮地・鈴木 (1986) により、S-24a から S-24k の 11 枚のスコリア層に、また、上杉ほか (1987) により、S-24-1~S-24-10 までの各層にそれぞれ細分されている。本コアの 9 枚のスコリア層を詳しくみると、最上位の Z-6 層と Z-7 層のスコリア粒の特徴が、宮地・鈴木 (1986) の S24-i および S24-j 層のそれとよく似ること、 ^{14}C 年代が互いにほぼ等しいことなどから、Z-6, 7 を S-24i と j に対比した。また、Z-14 層は、S24-a~c のいずれかに対比されると考えられる。

Z-1 層 (12.91 m) は青灰色の発泡の悪いスコリア層で、その下位に白色軽石層 (Z-2, 12.90 m) を挟在することから、Y-0 (宝永スコリア, S-25) に対比される。

Table 2. Reference beds on both sides of the Isehara fault
—the age, height- and thickness-differences.

標準鍵層 (年代 BP)		テフラ番号とその標高 (m)				YZ 間の 標高差 ⑥—③	Y と Z における 各鍵層間の地層 の厚さ (m)	YZ 間の 厚さの差 ⑧—⑨	
①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩
本地域の 鍵層名	YFT+ 対比層	Y (Y_p)	W	X	Z (Z_p)	$Z_p - Y_p$	Y	Z	Y-Z
現地表面		14.725	14.85	14.735	14.99	0.265			
Y-0	S-25 (=Ho)* (243y)	Y-0 (13.05)	—	X-1 (13.0)	Z-1, 2 (12.90)	-0.15	1.67	2.09	-0.42
Y-3	S-24i·j** (1130y)	Y-3 (10.63)	W-4 (11.40)	—	Z-6 (11.79)	1.16	2.42	1.11	1.31
Y-4	S-24下部 (2000y)	Y-4 (9.76)	W-5 (10.60)	—	Z-15 (11.14)	1.31	0.87	0.65	0.22
Y-9 (*2400y)		Y-9 (7.68)	W-10 (9.05)	X-4 (9.24)	Z-24 (9.29)	1.84	2.08	1.85	0.23
Y-15	S-12 (=Om)*** (2880y)	Y-15 (5.57)	W-14 (7.55)	—	* (6.74± 0.3)	(1.17± 0.3)	2.11	2.55 ±0.3	-0.44 ±0.3
							7.61 ±0.12	7.15 ±0.8	-0.46 ±0.9
海陸遷移 面 (*6000y)		-2.04 ±0.12	—	—	-0.41 ±0.5	1.63±0.6			

第①欄：* の年代値は今回の ^{14}C 測定値 (Fig. 6) からの推定値。

第②欄：テフラ名は泉ほか (1977) による。*新富士火山テフラ, *宝永スコリア, **延暦・貞観スコリア, ***大室スコリア, 年代は上杉ほか (1987), 宮地・鈴木 (1986), 泉ほか (1977) による。

第⑥欄：*は W コアからの推定値。

4.6 テフラ層の対比及び分布高度

今回の試料中に検出された主な完新世テフラのうち、Y と Z で共通して見出された鍵層について、YFT との対比・年代・標高値・Y-Z コア間での標高差などを Table 2 に記した。このほか、主なテフラ層のコア間及び YFT との対比については、各スコリア層の記載の中で述べた。

各コア試料間で対比のついた主なテフラ層は、Table 2 に示すように上位から YFT の S-25 (Ho) に対比される Y-0, X-1, Z-1~2 の各層、YFT の S-24 (Yu-3) に対比される Y-2~4, W-4~5, Z-6~14 の各層である。このほか S-18 に対比される Z-32 層、S-16 に対比される Z-36 層、S-13 (砂沢スコリア) に対比される Y-14 層、S-13 (大室スコリア) に対比される Y-15 および W-15 の各層などがある。なお Y-15 (大室スコリア に対比) は、Z コア中には認められなかったが、Table 2 では、対比のついているテフラ層 (Z-36=YFT の S-16) との関係から、Z コア中での層準を、 $6.74\text{ m} \pm 0.3\text{ m}$ と推定した。

なお、Z-6 と Y-3 は前述のように、宮地・鈴木 (1986) の S-24j スコリア層、上杉ほか (1987) の S-24-6~8 のいずれかに相当する。これらは、延暦と貞観年間 (A. D. 800・864) の富士火山の噴火 (津屋, 1971) によるテフラであると考えられる。

Table 2 の⑦欄に見るように、平安時代貞観期を含むそれ以前のテフラ層の Y-Z 間での標高差は、約6000年前の海成層上限面と同様、1.5 m 前後である。これに対して宝永期のスコリア層では、このような標高差は無い。このことから伊勢原断層が平安期以降宝永の噴火までの間に活動したと解釈することができる。これらの事実に基づく地盤の上下変位については、7 で詳しく述べる。

5. 堆積物の ^{14}C 年代測定

堆積物の ^{14}C 年代測定のため、Y 地点の56層準、Z 地点の31層準から木片、貝殻、泥炭などを採取し、その中から主として木片および貝殻からなる試料を Y・Z 地点についてそれぞれ10個ずつ選び、名古屋大学タンデトロン加速器質量分析計を用いて ^{14}C 年代測定をおこなった。

試料の調製および ^{14}C 年代測定はルーテインの方法 (中井・中村, 1983; NAKAMURA, et al., 1985; 中村・中井, 1988) に従って行なわれた。酸や塩基による不純物の除去等の前処理のあと、化学処理により試料から炭素成分が抽出され、非晶質の元素態炭素が得られた。次に高純度の銀粉と混合され、手動の圧縮装置で直径 3 mm のペレットが調製された。タンデトロン分析計では、試料と ^{14}C 標準体 (NBS 蔞酸標準体を用いて ^{14}C 濃度が校正されている 1840-1860 年の木曾ひのき年輪) について $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ 比が約5時間かけて測定され、それらの比から ^{14}C の半減期5570年を用いて年代値が得られた。年代測定の結果を Table 3 に示す。誤差は1標準偏差で示してある (中村・中井, 1988)。

試料の海拔高度と ^{14}C 年代との関係を Fig. 6 に示す。Y 地点については、層準の高度と ^{14}C 年代との関係は、高度 -3.58 m (YC-29; ^{14}C 年代値6490 y BP) で折れ曲がる2本の直線 (Fig. 6 の破線) で近似できる。この2本の直線の傾きが、それぞれの範囲での堆積層の平均堆積速度を表わす。それぞれの範囲における最小二乗法により求められ

Table 3. ^{14}C ages of carbonaceous samples collected from cores Y and Z.

Sample No.	Altitude (m)*	Sample species	^{14}C age (y BP)**	Measurement code No.
YC- 2	11.26	wood chip	1130±100	NUTA-375
YC-18	3.37	wood chip	4060±100	NUTA-376
YC-24	1.05	wood chip	4720±140	NUTA-377
YC-29	-3.58	fossil shell	6490±120	NUTA-367
YC-32	-4.37	fossil shell	6420±140	NUTA-368
YC-34	-5.03	fossil shell	6620±110	NUTA-369
YC-36	-6.16	fossil shell	6030±120	NUTA-370
YC-41	-7.67	fossil shell	7070±110	NUTA-371
YC-45	-9.63	fossil shell	6870±140	NUTA-372
YC-52	-13.87	wood chip	7810±150	NUTA-378
ZC- 1	12.08	wood chip	1130±110	NUTA-379
ZC- 2	11.81	wood chip	1560±110	NUTA-380
ZC- 3	10.49	wood chip	1930±110	NUTA-381
ZC-10	7.29	wood chip	2910±310	NUTA-388
ZC-12	6.06	wood chip	3780±310	NUTA-389
ZC-18	3.47	wood chip	3840±110	NUTA-383
ZC-22	2.66	wood chip	3930±110	NUTA-382
ZC-29	-2.09	fossil shell	6630±120	NUTA-373
ZC-30	-2.24	fossil shell	6910±120	NUTA-374
ZC-31	-2.49	wood chip	6160±200	NUTA-406

*) Altitude above the sea level.

**) Based on Libby's ^{14}C half life of 5570 years; 0 y BP=A. D. 1950, and uncorrected for mass fractionation of carbon isotopes.

Table 4. Average sedimentation rates for cores Y and Z.

Core	Range in altitude of dated samples (m, above s, l)	^{14}C ages for the sample range (y BP)	Average sedimentation rate (mm/y)
Y	11.26~ -3.58	1130~6490	2.78±0.06
Y	-3.58~-13.87	6420~7810	8.0 ±1.4
Z	12.08~ -2.49	1130~6910	2.80±0.19

た平均堆積速度を Table 4 に示す。ここで、YC-36 (高度 -6.16 m, ^{14}C 年代値 6030 y BP) は他の測定点と比較して大きくずれているため除いて計算された。高度 -3.58 m 以下の堆積速度約 8 mm/y に比べて、それ以上の堆積速度は約 1/3 と小さくなっており、約6500年前あたりで堆積環境に大きな変化があったことが推測される。

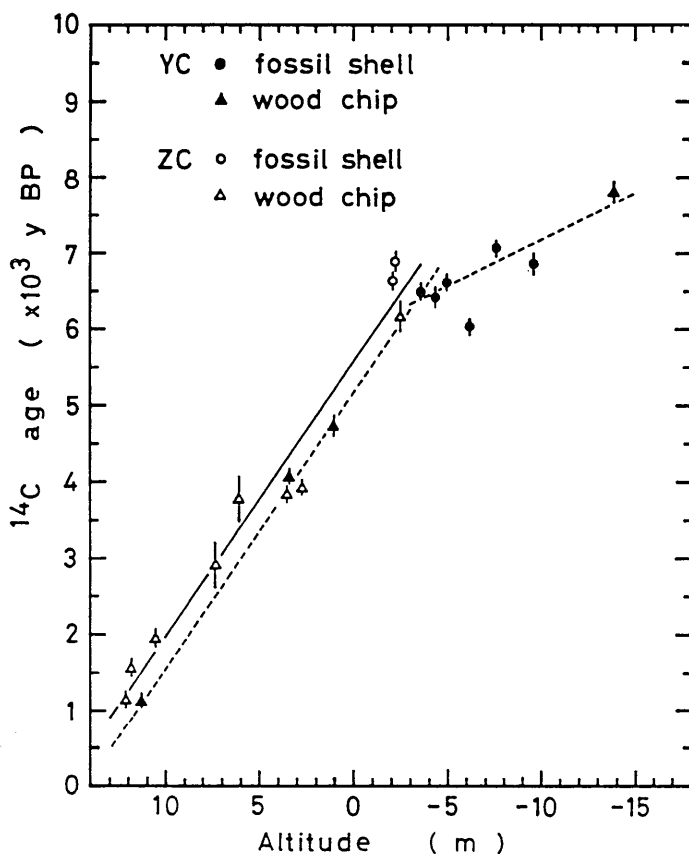


Fig. 6. ^{14}C ages vs altitude of samples above sea level. Closed circles and triangles (YC) are from core Y. Open circles and triangles (ZC) are from core Z. The broken and solid lines were obtained for YC and ZC, respectively, by the least square method.

一方、Z地点については、高度12.08 m (ZC-1) から高度-2.49 m (ZC-31) まで、 ^{14}C 年代値は高度の低下と共にほぼ直線的に増加して（年代が古くなって）いる（Fig. 6の実線）。Table 4に示されるように、その平均堆積速度は約2.8 mm/yとなり、Y地点の高度-3.58 m以浅の堆積速度とよく一致している。

上記の ^{14}C 年代測定結果から、次の事が推測される。Fig. 6に示される高度-3 m以浅の破線と実線の傾き（平均堆積速度）はほぼ等しく、両者は平行移動すれば互いに重なり合う。両者のずれは、同一高度でみると、Y地点の方がZ地点に比べて ^{14}C 年代が約400年若い。また同一年代でみると、Y地点の方がZ地点に比べて高度が約1 m低くなっている。このことから、約6000 y BP以降両地点で堆積物がほぼ水平レベルで形成されてきたと仮定すると、YC-2, ZC-1（それぞれ図の原点にもっとも近い値）が示す年代値（1130 y BP）以後にY地点がZ地点に対して相対的に高度が約1 m沈下した事が推測されよう。

6. 堆積環境の分析

6.1. 貝化石

1) 分析方法

貝化石の分析は、Y・Z 地点ともコアの層相観察によって海成沖積層であると判断された層準についておこなった。すなわち、Y 地点では確認された標高 -13.3 m \sim -3.2 m までのコアから22層準、Z 地点では -2.6 m \sim -2.1 m までのコアから4層準の試料を採取した。いずれもそれぞれのコアで、確認された海成沖積層の基底からその上限に近い層準までである。

試料は自然乾燥後 32mesh (0.5 mm) の篩で水洗し、残った粗粒な試料に含まれる貝殻を同定し、種ごとに計数処理をおこなった。なお、同一試料の 32 mesh より細粒なものについては、有孔虫の分析に用いられた。

種の同定や計数処理には可能な限り完全な個体を使用した。が、殻が薄く弱いために破損されていたり、保存のあまりよくない個体もみられた。そのため計数処理には殻頂数を基準としたが、中には殻頂が破損している個体も少なくなかった。殻が1/3以上残されていれば計数した。また、2枚貝であれば1個体から左右2殻片を生じるが、片殻のものも両殻そろっているものと共に1個体として扱った。なお、32mesh の篩を用いたのは、微小貝もほとんど検出できるからである。

2) Y 地点 (Fig. 7A)

コアの詳細な層序は、4.2 に記載されているので、ここでは貝化石を分析した海成沖積層について概略を示す。

海成層の層厚は 10.0 m である。 -6.0 m より下部は厚さ 7.3 m の砂混りシルト、上部は厚さ 2.7 m の腐植質まじり砂である。下部のシルト中の -8.2 m \sim -8.4 m には細砂層を挟む。この海成層中の7層準で、貝化石と木片による ^{14}C 年代測定が行われたが (Table 3)、概して下位から上位に向かって、7800年前から6500年前まで、少しずつ若い年代が得られている。その年代値から判断して、本層は相模湾沿岸における縄文海進最頂期直前から最頂期にかけて形成された堆積物である (松島, 1984b)。

このコアで貝殻の見いだされた上限高度は -3.36 m である。しかしこれより上方には、「カニ類」あるいは「多毛類」によると考えられる径 2~3 mm のパイプ状の生痕化石がみられる。その上限高度は -2.17 m (地表下 -16.88 m) であり、その付近に海成層の上限があると推定される。

上述のように、 -13.3 m \sim -3.3 m のコアから約 50 cm の間隔で、22層準の試料を採取した。そのうちの最下部と中部のシルト層に介在する細砂層中の2層準からは貝化石を全く確認することはできなかった。貝化石の種類数は Fig. 7A に示すように、下部の -12.7 m から中部の -6.8 m までがすくなく (7種類以下)、上部の -6.3 m \sim -5.2 m でもっとも多く、11~17種となる。それより上方の -4.7 m \sim -3.6 m で再び少なくなる。概して貝化石の産出種数が少ないのは、試料の量が少なかったためでもあるが、一般的に本地点には貝があまり生息していなかったためと思われる。

産出した各種の生態的特徴から、本地点の貝類群集として、a: 内湾砂底群集, b: 干潟

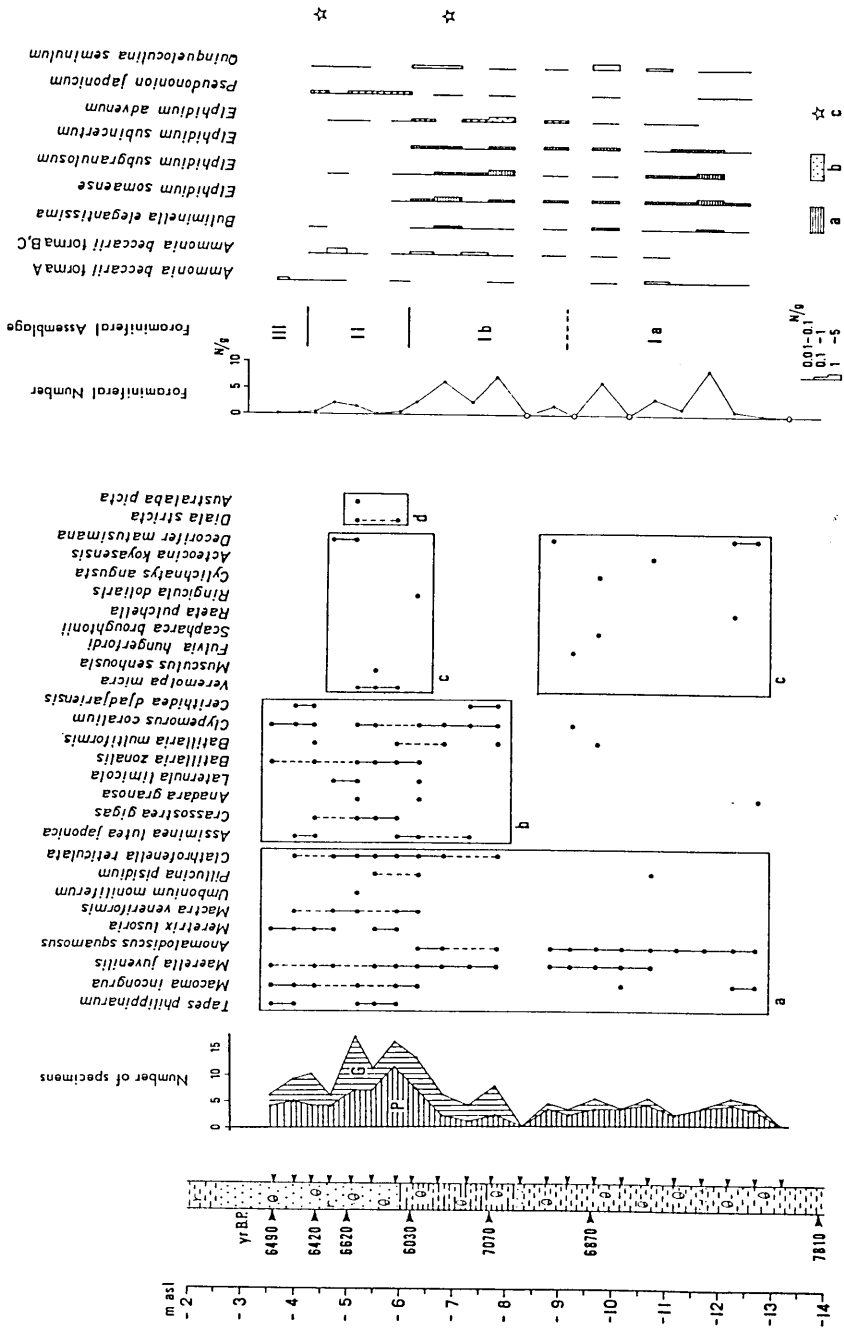


Fig. 7. Molluscan and foraminifera assemblages in core Y and core Z. Molluscs: P. Pelecyopoda, G. Gastropoda, a. inner-bay sandy bottom association, b. tidal flat association, c. inner-bay muddy bottom association, d. sea grass association. Foraminifera: a. muddy bottom association, b. sandy bottom association, c. horizon at which planktonic foraminifera were found.

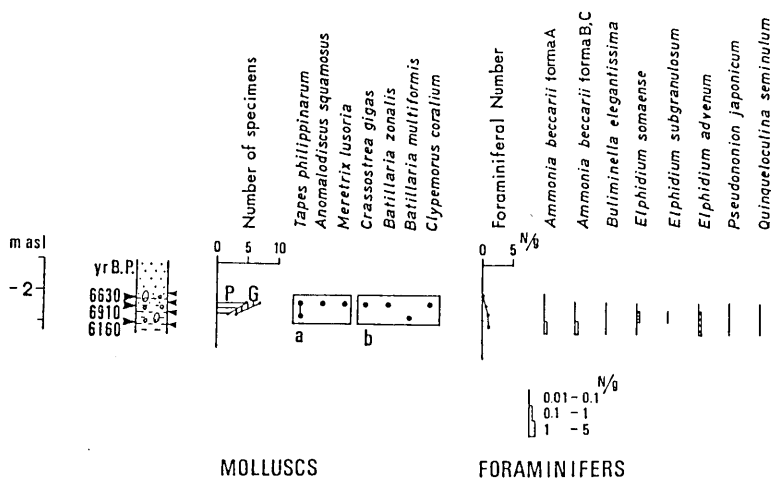


Fig. 7(B). core Z.

群集, c: 内湾泥底群集, d: 藻場群集の4群集が認められる。その中で Y 地点を特徴づける群集は, 内湾砂底群集と干潟群集であり, 内湾泥底群集と藻場群集が前2群集に随伴している。次に各群集の特徴を述べる。

(a) 内湾砂底群集: 本群集の種構成はシオヤガイ *Anomalodiscus squamosus* (LINNÉ) とユウシオガイ *Moerella juvenilis* (HANLEY) を主体にハマグリ *Meretrix lusoria* (RÖDING), シオフキ *Mactra veneriformis* REEVE, アサリ *Tapes philippinarum* (ADAMS et REEVE) などを伴う。その産出層準は海成層の基底に近い -12.7 m から, 貝化石を確認することができなかった -8.3 m の層準を除いて -3.6 m までの, 全ての海成層層準である。その中で -6.3 m より上位の層準では, それより下位の層準に比べて, 群集構成種と個体数が増加しており, この群集にとって生息するのに良い環境となっていたことを示唆する。この変化はその付近の層準で層相が砂質シルト層から砂層になったことと対応している。

(b) 干潟群集: 本群集はコゲツノブエ *Clypeomorus coralium* (KIEUER), イボウミナ *Batillaria zonalis* (BRUGUIERE), ウミニナ *B. multiformis* (LISCHKE), カワアイ *Cerithidea djadjariensis* (v. MARTENS) などの巻貝を主体に, マガキ *Crassostrea gigas* THUMBERG, ハイガイ *Anadara granosa* (LINNÉ) を伴う。本群集は本来ならばマガキ, ハイガイ, ウネナシトマヤガイ *Trapezium liratum*, オキシジミ *Cyclina sinensis* などの二枚貝主体をなすのであるが, ここではやや異なった状態を示す。このように巻貝が多いことのひとつには, これらの巻貝がヤドカリなどによって生息域から別な場所へ移動して堆積した可能性も考えられ検討を要す。この群集の産出層準は, 中部の -7.8 m から最上部の -3.6 m までである。それより下位の層準では, ハイガイ, ウミニナ, コゲツノブエをわずかに確認するのみで, 群集を構成するに至っていない。

普通, 本群集は海成沖積層の基底部や下位層準において, 海進にともない最初に出現する群集として知られてきた (松島, 1979; 1984a)。しかしここでは, 内湾砂底群集が内湾泥

底群集構成種をわずかにともなって、最初に出現している。このような状況は、急激な海進による湾奥干潟の環境が形成されず、急速にやや湾央的な内湾環境になっていったものと推定される。

(c) 内湾泥底群集：本群集はヒメカノコアサリ *Veremolpa micra* (PILSBRY), マツシマコメツブガイ *Decorifer matusimana* (NOMURA) を主体に、チノノハナガイ *Raeta pulchella* (ADAMS et REEVE), マメウラシマ *Ringicula doliaris* GOULD などに伴う。通常、内湾泥底群集はウラカガミ *Dosinella penicilata* (REEVE), イヨスダレ *Paphia undulata* (BORN) で特徴づけられるのであるが、ここではこれらの種は全く産出せず、種構成ではかなり異なったものとなっている。本群集の産出層準は下位の -12.7~-8.8m と上位の -6.2~-4.8m の2層準である。下位の層準では上述のように内湾砂底群集の随伴する群種となり、そのためか干潟群集がみられない。すなわち本地点では海進により内湾が形成された早い時期（約7800年前）から比較的急速に水深の大きい内湾へとなっていたことを示唆する。上位の層準では前述の2群集にともない、僅かに本群集の構成種が混じってみられる。層相はれき混じり砂で、各種の産状からみて、内湾泥底群集の構成種は生息域から遺骸として運ばれ異地堆積した可能性が強い。より上位の層準では本群集構成種が全く産出せず、内湾砂底群集と干潟群集だけとなり、全体的に産出種数、個体数も減少し、内湾の浅化、縮小の進んでいたことを物語っている。

(d) 藻場群集：本群集ではここではマキミゾズメモツボ *Diala stricta* HABE, シマハマツボ *Australaba picta* (A. ADAMS) だけで構成され、チグサガイ *Cantharidus japonica* (A. ADAMS) を欠く。その産出層準は -5.9~-5.3m と短く限られている。この層準に限って産出数を見ると、4群集が全て揃って出現している。内湾泥底群集は異地性を示す可能性があっても、この層準は貝類にとって最も多様性に富んだ環境になっていたことがうかがえる。

以上のような貝類群集の特徴とその産出状況および7層準で得られている¹⁴C年代測定値から、本地点の環境変遷を推定してみる。

a) -13.3~-8.7m (推定年代7800~7200年前)

内湾砂底群集を主に内湾泥底群集構成種をともなる層準である。約7800年前からの急激な海進により内湾環境となった。その後も急速な海面上昇は継続し、遠浅な干潟は形成されず、やや水深の大きい泥質底の内湾が約7200年前まで続いたものと考えられる。このような環境も -8.4~-8.2m に挟在する細砂層の堆積により大きく変化し、これまで生息していた内湾泥底群集構成種がみられなくなり、代わって干潟群集が出現することになる。

b) -7.8~-6.5m (推定年代 7000~6800 年前)

層相は砂質シルトで、下位層準の層相とほとんど変わらないが、産出する群集では内湾砂底群集の他に、内湾泥底群集に代わって干潟群集となる。両群集の組合せから判断すると、内湾の浅化により干潟群集が生息できるようになったことが考えられる。しかし、干潟群集構成種中に巻貝が多くみられ、マガキやハイガイの現地性を示す個体が少ないことから、これらの巻貝はヤドカリなどにより運ばれ堆積したことも推定できる。この点についてはもう少し広域にわたって試料を採取し検討することが必要である。

c) -6.5~-4.3m (推定年代6800~6500年前)

層相が礫まじり砂となる。内湾泥底群集と干潟群集が主体になり、若干の内湾砂底群集と藻場群集が混じっている。4群集が揃って出現していることから、この時期に本地点付近は内湾性貝類にとって最適な環境であったことが考えられる。この時期は、大磯丘陵南部をはじめ、三浦半島南部などで明らかにされている縄文海進頂期と一致する（松島，1984b）。

d) -4.3~-3.6 m (推定年代約6500年前)

再び内湾砂底群集と干潟群集だけがみられる。これは湾口部に砂堆などの発達、あるいは上流から搬出される土砂の埋積により内湾の浅化を招き両群種だけが生息する内湾になったことを示す。そしてさらに内湾の縮小～消滅へと変化して行くことを示唆する。

3) Z 地点 (Fig. 7B)

本地点の完新世海成堆積物は -2.6~-2.1 m であり、層厚は 0.5 m と薄い。層相は礫、スコリア混じりのシルトである。ここではコアに貝殻の含まれる上限高度は -2.03 m (地表下 -12.02 m) であった。しかし、貝殻は含まないが、同じ層相の堆積物は -1.96 m まで連続している。このシルト層は海成層と観察され、従って本地点の海成層の上限は -1.96 m とみなすことができる。

貝化石の分析は前述のように約 10 cm 間隔で4層準について行い、貝化石が確認できたのは2層準である。Y 地点と同様に貝化石は少なく、詳しく内容を知ることは難しいが、内湾砂底群集と干潟群集の2群集が認められる。ここでも2層準で¹⁴C年代測定が行われており、それらの年代は約6900~6600年前である (Table 3)。この¹⁴C年代値と貝類群集の産状からみて、Y 地点に比べてZ 地点では同時代面がやや高い位置に記録されているように判断される。

6.2 有孔虫化石

1) 分析方法

有孔虫は、微小な殻 (平均径 0.1~1 mm) をもった原生動物で、浅海から深海域に至る広範囲の環境に適応して生息している。内湾における有孔虫の分布は、水深、塩分濃度、底質によって規定されている。したがって、完新世の海進に伴って内湾が形成されていた現在の海岸低地において、沖積層中の有孔虫化石の解析を行うことで、内湾の拡大、縮小による古環境変化を復元することができる。

分析試料は、乾燥重量で 100 g を秤量し、熱湯を注いで一昼夜放置することによって泥化させた後、250 mesh (0.063 mm) 篩で水洗した。篩上の残渣を再び乾燥させ、有孔虫 200 個体程度を含む試料に分割してから、双眼実体顕微鏡下で全有孔虫個体の抽出を行った。試料中に有孔虫が少ない場合には、四塩化炭素によって浮選させた。

2) Y 地点 (Fig. 7A, 右)

本地点では、-13.3~-3.3 m のうちの22層準について有孔虫化石の分析を行い、18層準の試料から有孔虫化石を産出した。

本層は、底生有孔虫化石群集の組成から、以下のように Ia, Ib, II, III に分帯することができる。

Ia: (-13.3~-9.3 m, 推定年代 7700~7200年前)

—13.3～—12.3 mからは、有孔虫化石を産出しなかった。—12.3～—9.3 mの底生有孔虫化石群集は、内湾中央部を中心とした泥質底に生息する *Elphidium somaense*, *Buliminella elegantissima*, *E. subgranulosum*, *E. subincertum* が優勢である。また、本層の上部では、内湾の湾口部に多く分布し、沿岸水の流入の指標になりうる *Quinqueloculina seminulum* が増加する。このことから、本層は内湾が拡大する過程の堆積物と考えられるが、外洋水の流入を示す浮遊性有孔虫の産出をみないため、内湾の環境は、外洋水の影響が直接及ぶようなものではなかった、と推定される。

Ib: (—9.3～—6.3 m, 推定年代 7200～6800 年前)

底生有孔虫化石群集の組成は、Ia とほとんど同じであるが、定量有孔虫数（単位重量当たりの底生有孔虫個体の総数）は、全体に Ia よりも増加する。また、本層では、内湾中央部の砂質底を中心に分布する *Elphidium advenum* が増加する。これに対して、内湾の奥や湾入部に多く生息し、相対的に塩分濃度の低い閉塞環境の指標と考えられる *Ammonia beccarii* forma A の出現頻度は減少する。さらに、本層上部の—6.8 m 付近の層準からは、1 個体ではあるが、浮遊性有孔虫を産出した。以上のことから、本層の堆積期には内湾の拡大が進み、多少とも外洋水の影響を受ける環境になったものと推定される。

II: (—6.3～—4.3 m, 推定年代 6800～6500 年前)

定量有孔虫数および種数は、共に Ib に比べて急減する。ここでは、堆積物の層相が泥質から砂質に変化することに対応して、砂質底種である *Pseudononion japonicum* が優勢になる一方、Ia, Ib にみられた泥質底種の有孔虫はほとんど産出しなくなる。*P. japonicum* は、内湾の湾口部を中心に生息し、沿岸水流入の指標と考えられるものである。また、本層最上部の—4.3 m 付近の層準からは、浮遊性有孔虫 1 個体を産出した。これらの出現は、一見、本地点における沿岸水の流入を示すものと思われる。しかし、浮遊性有孔虫の出現が 1 層準に限られていること、および他に沿岸水流入を示す種が産出しないことから考えて、これらの有孔虫は、沿岸水の直接の流入によるものというよりも、海側から砂が供給される際に、有孔虫殻が共に運搬されて堆積したものである可能性が大きい。

III: (—4.3～—3.3 m, 推定年代 約6500年前)

本層では、*Ammonia beccarii* forma A が大半を占めるようになる。このことから、本層の堆積期には、内湾はきわめて閉塞的な環境になった、といえる。

3) Z 地点 (Fig. 7B, 右)

本地点では、—2.6～—2.1 m のうち 4 層準について有孔虫化石の分析を行い、すべての層準の試料から有孔虫化石を産出した。なお、本層からは浮遊性有孔虫は産出されなかった。

底生有孔虫化石群集は、*Ammonia beccarii* (forma A, B, C), *Elphidium somaense*, *E. advenum* が優勢である。この組成は、Y 地点の Ib 帯のものに類似している。

6.3 渦鞭毛藻シスト

伊勢原断層ボーリング試料における海成層の上限を知るために、渦鞭毛藻シストの産出状況を調べた。分析には珪藻分析が行われたものと同層準の試料を対象とした。渦鞭毛藻

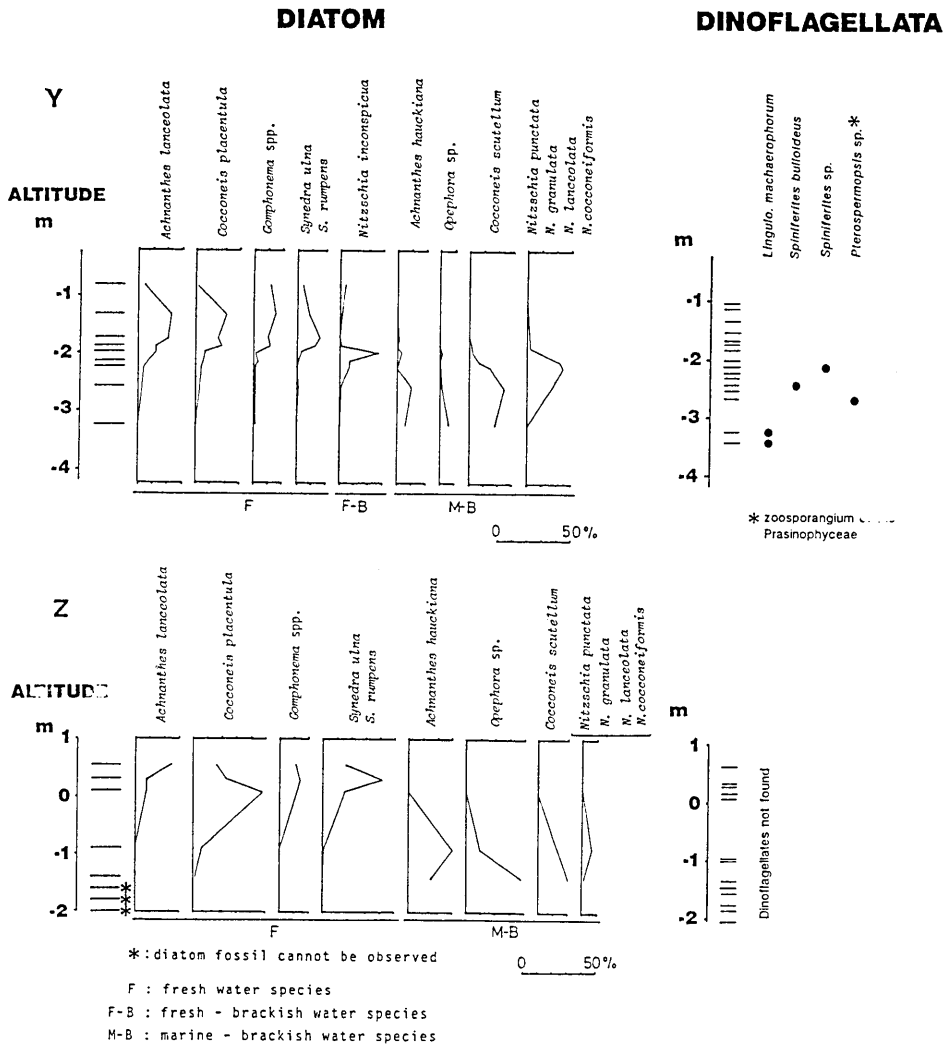


Fig. 8. Diatom and Dinoflagellate assemblages in cores Y and Z.

は淡水及び海水の環境に生息しており、その休眠細胞であるシストは淡水成および海成堆積物から検出されている。従って渦鞭毛藻シストの群集組成を知ることによって堆積環境を推定することが可能である（例えば、松岡，1987）。今回の分析では渦鞭毛藻シストの産出がかなり少なかったにもかかわらず、Y地点では珪藻分析の結果とほぼ一致するような結論を得た（Fig. 8）。

1) Y 地点

Y地点では、下位より -3.47 m, -3.27 m, -2.72 m, -2.59 m, -2.47 m, -2.37 m, -2.27 m, -2.17 m, -2.07 m, -1.87 m, -1.77 m, -1.72 m, -1.37 m, -1.17 m, -1.07 m の試料を分析した。各試料には植物性の破片が多いため渦鞭毛藻シストの産出

は極めて悪く、僅かの個体が検出されただけであり、定量分析を行うにはいたらなかった。次の層準から、以下のような種類が産出した。

- 3.47 m *Lingulodinium machaerophorum* DEFLANDRE & COOKSON
- 3.27 m *Lingulodinium machaerophorum* DEFLANDRE & COOKSON
- 2.72 m *Pterospermopsis* sp. (ブラシノ藻の遊走子嚢で渦鞭毛藻シストではない)
- 2.47 m *Spiniferites bulloideus* (DEFLANDRE & COOKSON) (Short process form)
- 2.17 m *Spiniferites* sp. (Short process form)

これより上位の試料からは渦鞭毛藻シストは検出されなかった。

検出された渦鞭毛藻シストの各種及び *Pterospermopsis* sp. はいずれも海生種である。渦鞭毛藻シストの突起物が短い形態は、低塩分環境下での変異と考えられている (WALL et al., 1974; 原田, 1984)。このことから、-2.47 m と -2.17 m に産する *Spiniferites bulloideus* や *Spiniferites* sp. の短い突起物は、そのような環境 (低塩分濃度) を反映していると推察される。従って、渦鞭毛藻シスト群集からみると、Y 地点では -2.17 m までは海水の影響をかなり受けた汽水性の環境が推定される。これは珪藻群集から推定された海水～高鹹汽水環境と一致する。また、-2.17 m より上位の試料からは渦鞭毛藻シストが検出されない。以上のことから Y 地点における海成層の上限は -2.17 m 付近にあると見なせる。

2) Z 地点

Z 地点では、下位より -2.06 m, -1.86 m, -1.76 m, -1.56 m, -1.46 m, -1.36 m, -1.01 m, -0.96 m, 0.09 m, 0.19 m, 0.29 m, 0.34 m および 0.46 m の試料について分析を行ったが、いずれの試料からも渦鞭毛藻シストを検出することができなかった。従って、海成層の上限は渦鞭毛藻シスト群集からは決定することができなかった。

6.4 珪藻化石

珪藻は珪酸重合体からなる一対の殻を持つ単細胞の藻である。この珪藻殻は化石として地層中に保存されやすく、過去の堆積環境を推定するための重要な指標となりうる。そこで本研究では珪藻化石群集の特徴から、Y 地点および Z 地点における海成層の上限深度の推定を行った。なお、分析方法は鹿島 (1985) に示した方法を用いた。

以下、両地点における珪藻化石群集の特徴と、それから推定される堆積環境および海成層上限深度について記述する (Fig. 8)。

1) Y 地点

-3.27～-2.16 m: *Nitzschia granulata*, *N. lanceolata*, *N. punctata*, *N. cocconeiformis*, *Cocconeis scutellum* などが多く出現した。これらの珪藻は、干潟域などで多く出現していることが知られており (小菅, 1972; 小杉, 1985, 1986)、鹿児島県上甕島の汽水性湖沼群における観測結果 (鹿島, 1987) によると、塩素イオン濃度が 10～18 パーミル程度の水域で、水深 4 m 以浅の底質・海藻・れきなどに付着して生息している。これらのことから、当時は海水～高鹹汽水域であり、水深の浅い干潟のような環境であったことが推定される。

-2.17～-1.92 m: 前述の *Nitzschia granulata*, *Cocconeis scutellum* などの海～汽

水生種に混じって、*Nitzschia inconspicua* が特に多く出現した。この、*N. inconspicua* は淀川の河口感潮域（後藤，1978）において多く出現しており，上甕島汽水性湖沼群においても塩素イオン濃度 2~8 パーミル程度の水域において，水草などに付着して生息している。これらの点から，当時は淡水と海水の混じり合う低鹹汽水環境となっていたことが推定される。

-1.92~-0.87 m: *Achnanthes lanceolata*, *Cocconeis placentula*, *Gomphonema parvulum*, *Synedra ulna*, *S. rumpens* などが多く出現した。これらの珪藻は淡水域において普通に生息しているが，特に河原などやや流れのある水域に多く生息している（例えば，荒川；小林，1964）。このことから，当時はすでに淡水域となっており，後背湿地となっていたと推定される。

2) Z 地点

-1.41~-0.91 m: *Achnanthes hauckiana*, *Opephora martyii*, *Cocconeis scutellum* などが出現した。これらの珪藻は，上甕島汽水性湖沼群における観測結果などから，塩素イオン濃度が 10~18 パーミル程度の水域に生息しており，海水~高鹹汽水域であったことが推定される。なお，Y 地点の -3.27~-2.17 m で多く出現した *Nitzschia granulata* などの海~汽水生の *Nitzschia* 属の珪藻は，本層準ではあまり出現していない。これがどのような堆積環境の差異を示しているかについては，今後さらに検討を加える必要がある。

-0.91~0.09 m: 砂れき層からなるため，珪藻分析に適した試料を得ることができなかった。

0.09~0.49 m: *Achnanthes lanceolata*, *Cocconeis placentula*, *Gomphonema parvulum*, *Synedra ulna*, *S. rumpens* などが多く出現した。これらの特徴は，Y 地点の -1.92~-0.87 m と極めて類似しており，後背湿地となっていたことが推定される。

3) 珪藻分析から推定される海成層上限深度

以上の分析の結果，Y 地点では -3.27~-2.17 m に海水~高鹹汽水環境を，-2.17~-1.92 m に低鹹汽水環境を，-1.92~-0.87 m に淡水環境を示す層準が認められた。一方，Z 地点では -1.41~-0.91 m に海水~高鹹汽水環境を，0.09~0.49 m に淡水環境を示す層準が認められた（-0.91~0.09 m は試料が欠損）。

なお，Z 地点では海成層の直上に 1 m の層厚で砂れき層が堆積している（-0.91~0.09 m）。この砂れき層は層相からみて河成堆積物と考えられるが，珪藻分析に適した試料を得ることができなかった。また，この砂れき層が堆積する際に，海成層の最上部を若干削り取っていることも考えられる。以上の点より，Z 地点における海成層の上限高度は -0.91 m よりも 1 m 程度は浅くなる可能性がある。

7. 伊勢原断層の活動歴

7.1 二地点間の上下変位量

以下，Y および Z 地点について，かつて同じ高度にあったと考えられる約 6000 年前の，海成層から陸成層へ遷移する層準（以下海陸遷移面とよぶ）の高さを比較する。両者間の

現在の高度差が、海陸遷移面形成以降現在までに、両地点間に生じた土地の上下変位量である。すなわち、

Y・Z において、時期 t にそれぞれ高さ Y_t 、 Z_t にあった基準面 H の現在高度を、それぞれ Y_p ・ Z_p とすると、その基準面の形成以後現在までに生じた Y および Z 地点のそれぞれの高度変化量 D_y 、 D_z は、

$$D_y = Y_p - Y_t \quad (1)$$

$$D_z = Z_p - Z_t \quad (2)$$

である。したがって、基準面 H の t 以後現在までに生じた Y に対する Z の上下変位量 D_{tp} は、

$$\begin{aligned} D_{tp} &= D_z - D_y \\ &= Z_p - Y_p - (Z_t - Y_t) \end{aligned} \quad (3)$$

である。

ここで、2 地点間で、その基準面が、時期 t に同じ高度に位置していたもの ($Y_t = Z_t$ 、たとえば、ある時代の海水準をあらわす層準) である場合には、(3) は、

$$D_{tp} = Z_p - Y_p \quad (3')$$

となり、時期 t 以後現在までに生じた両地点間の上下変位量 D_{tp} を知ることができる。

Y・Z 両地点は、伊勢原断層の推定線からいずれも約 85 m はなれている。以下、両者間の上下変位量 D_{tp} をもって、本地域における伊勢原断層による土地の上下変位量とみなす。断層線東側（隆起側）では、Z のかわりに、より断層線に近く位置する W あるいは X で代表させることもできるが、断層線に近接した部分にはしばしば副断層や撓曲があり、また、断層線に沿う局地的なふくらみ（たとえば、立川断層について山崎, 1978; 千屋断層について松田ほか, 1980）があるので、断層による土地の上下変位量を知るためには、必ずしも断層線に近い地点ほど適当であるとはいえない。

7.2 約 6000 年前頃の海陸遷移面とその上下変位量

以下、約 6000 年前に同高度にあった海域から陸域へ移り変わる層準（海陸遷移面）の、Y と Z での現在高度と、両者の高度差すなわちその上下変位量を求める。

Y 地点（断層西側）：おそくとも 7000 年前から、海進に伴って生じた内湾（湾～中央部）の環境下にあったが、次第に浅く閉鎖的になり、6500 年前～6000 年前頃には著しく閉鎖的な湾の干潟奥部の環境となった。ついで（試料の標高、-2.17 m より上位で）、低鹹汽水環境となり、その上位約 25 cm の -1.92 m からは低湿地的な環境にかわった（6.4 参照）。

このように Y 地点には、海から陸に移行する期間の堆積物が存在しているので、当時の海水準をあらわす層準（海陸遷移面＝当時の海拔 0 m 層、 $Y_t = Z_t$ ）が、現在、柱状試料の標高 -2.17 m と -1.92 m の間のどこかにある。すなわち、

$$Y_p = -2.17 \sim -1.92 \text{ m (以下、中央値を用いて } -2.04 \pm 0.12 \text{ m のように記す)}$$

Z 地点 (断層東側): 海成層は, Y 地点に比べて著しく薄い. これは, 縄文海進期のある時期まで, Y 地点よりも地形的に高く, そのために無堆積～浸食の場であったと考えられる. その後 (7000年前頃以降) は, Y と同じく海に覆われた. その海成層はすべて海水～高鹹汽水性であり, その上位 (−0.91 m 以浅) を厚さ約 1 m の砂礫層 (化石未確認) が被う. さらにその上 (+0.09 m 以浅) に, 淡水の珪藻のみをふくむシルト (低湿地堆積物) がのる. したがって, Z 地点が海底から当時の海水準上に出た層準, すなわち海陸遷移面は, −0.91 m と +0.09 m との間にある筈である. すなわち, Z_p は,

$$Z_p = -0.41 \pm 0.5 \text{ m}$$

上記のように, 海陸遷移面について, Y_p と Z_p の値が得られたので, Y・Z 両地点が陸化してから現在までに両地点間に生じた土地の上下変位量 D_{tp} は, (3') から,

$$D_{tp} = 1.63 \pm 0.6 \text{ m} \text{ である。}$$

なお, 上記において海陸遷移面が柱状試料中に実在するとして D_{tp} をもとめた. しかし, 海成から陸成への変化面が浸食不整合面である場合には, 試錐試料中での海陸遷移面の位置 (浸食で失われた) は, 現存する海成層上限より上位, つまり陸成層中のどこかにあることになる. 本地域の場合, Y 地点では, 上述のように, 海・陸両相の地層が漸移しているのだから, 海陸遷移面は柱状試料中に実在する. しかし, Z 地点では, ①明らかな海成層 (海水～高鹹汽水性) の直上に, ②海成か陸成か明らかでない砂礫層 (厚さ約 1 m) が重なり, その上に③明らかな淡水性層がのる. ②は砂礫層であるから, その堆積時に下位の海成層を多少浸食した可能性がある. その場合, この②層が陸成層であれば, 本来の (浸食される前の) 海陸遷移面の位置は, ②の基底の位置よりもやや高かったことになる. さきに求めた Z_p の値は, それが, ①の上限から②の上限まで (約 1 m) のどこかにあるとして得られたものなので, ②の堆積前の海成層最上部の削剥量が 1 m を越えないかぎり, 浸食の有無・量にとまらぬ不確定分は, 先の Z_p の値の誤差範囲 $\pm 0.5 \text{ m}$ のなかに含まれている. ②による海成層の削剥量が 1 m 以上である場合には, 1 m を越えた分だけ, Z_p したがって, D_{tp} は上記の値よりも大きくなる. しかし, Z 地点での海成層最上部の年代が Y 地点でのそれに比べて古くないこと (Fig. 6 によると, むしろやや新しい), 離水当時 (～現在) 本地域は海岸近くの後背湿地であったこと, などを考慮すると, 上記砂礫層 (厚さ約 1 m) が約 1 m 以上も下位の地層を浸食した可能性は小さい. ここでは②が陸成層であった場合, その堆積直前に削剥があったとしても, それは, 1 m をこえないとして, Z_p したがって D_{tp} をもとめている.

なお, 今永ほか (1982) は, 本地域付近の A, B 両地点 (Fig. 3) での試錐調査から, 海成層の頂面の高度差が両地点間で約 3.48 m あることを述べている. これは本地域の Y・Z 間で得られた値 ($1.6 \pm 0.6 \text{ m}$) よりやや大きい. この差異の原因として次の①～③の場合が考えられる. ① A～Z 間および B～Y 間に断層または撓曲があり, そこで変位が生じている. ②海成層と陸成層の境界面の認定に差異がある (A・B 両地点では珪藻などの微化石については未調査). ③ Z 地点の海成層上面が 1 m 以上浸食されている. これらのいずれであるかは不明であるが, B 地点において, 明らかな海成層とピートを含む明ら

かな陸成層との間に貝殻もピートも産しない粘土～シルト層がある。これが海成層である可能性を考慮すると、②だけでも両者の差異は説明可能である。

なお、上述の約6000年前の海陸遷移面が、現在本地域で標高 $-2\text{ m} \sim 0\text{ m}$ 付近にあることは、この地域が完新世の顕著な沈降・堆積地域であることを示している。

7.3 上下変位の生じた時期

約6000年前以降の陸成層には、Y・Zに共通するテフラ層が数枚挟在している。それら鍵層のYおよびZにおける現在の分布高度を比較すると（Table 2の⑦欄）、宝永期テフラ（Y-0）以外のテフラ（延暦・貞観期テフラとそれ以前のテフラ）は、ほぼ一様に（ $\pm 0.4\text{ m}$ の範囲で）東側が約1.5 m高い。このような分布高度の差（ $1.5 \pm 0.4\text{ m}$ ）は、前節で述べた海陸遷移面の分布高度の差（ $1.6 \pm 0.6\text{ m}$ ）と誤差の範囲で一致している。したがって、Y・Zにおける海陸遷移面の高度差と上述のテフラ層の堆積面の高度差は、ともに、それら基準面の形成後に生じた土地の上下変位を考えることによって、同時に説明することができる。

一方、その後に堆積した宝永期テフラの分布高度には、上記のような高度差はなく、ほぼ同じ高度にあり（高度差は0.15 m）、したがって、宝永期テフラは前述の約1.5～1.6 mの上下変位を受けていないと考えられる。つまり、平安時代以前の海陸遷移面とテフラ層の堆積面とが示す約1.5～1.6 mの変位は、延暦・貞観期以後で宝永期以前に生じた。

もし、延暦・貞観期以前のテフラ層の現在の分布高度の差（約1.5 m）が、堆積時の両地点の堆積面の高度差によるものであれば、テフラ層をはさむ泥炭質シルト層などの地層の層厚や層相にそれがあらわれている筈である。しかし、それらのいずれにも差異は認められない。たとえば、Y・Zでの各テフラ層にはさまれた地層の厚さは、各期間とも $\pm 0.2\text{ m}$ の誤差範囲で相等しい（Table 2の⑧欄）、層相も互によく似た泥炭質シルトである。

これに対して、Fig. 9にみる平安時代以前の各テフラ層の、YZ間における標高差のばらつき（ $\pm 0.35\text{ m}$ 以内）は、そのような土地の変位によるのではなくて、各テフラ層堆積時の地表面の地形の凹凸によると考えられる。そうではなくて、それが、各期間に生じた土地の上下変動を表していると考えれば、その場合には原地形がより完全に同高度にあったことを前提とすることになる。また、その結果、両地点が小刻みに相対変位を増減したことになる。ここでは、そのような可能性は考えない。

以上を要約すると、YZ両地点の試錐試料からわかる伊勢原断層の変位状況は次のようになる。

1. 約6000年以降平安時代延暦・貞観期までの約5000年間には、誤差範囲（ $\pm 0.6\text{ m}$ ）をこえる上下変位は生じなかった。
2. 延暦・貞観期のテフラ堆積後以後宝永期テフラ堆積以前に、 $1.6\text{ m} \pm 0.6\text{ m}$ の東側隆起の変位があった。
3. 宝永期以後現在までの間に誤差範囲をこえる上下変位はなかった。

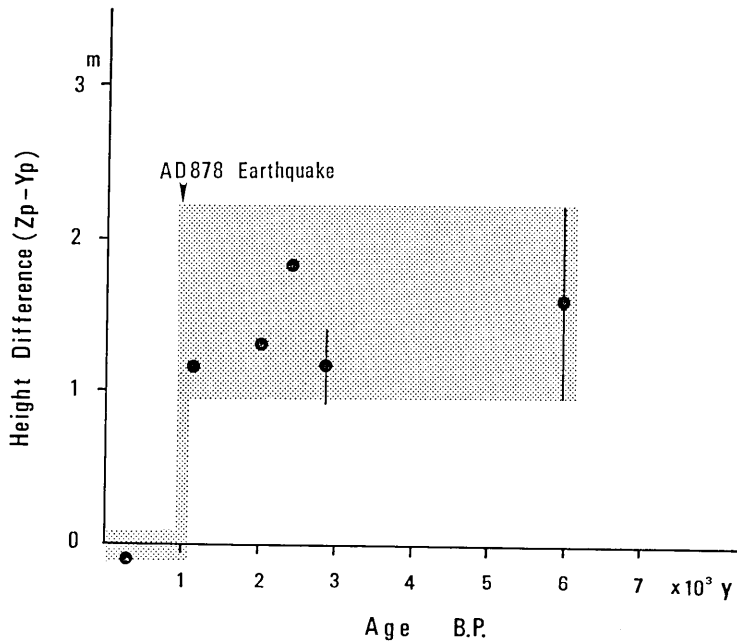


Fig. 9. Diagram showing an earthquake-event during the late Holocene time on the Isehara fault, deduced from the difference in altitude of key beds between Y and Z. For data points (solid circles), see Table 2, column ⑦.

7.4 約 1.6 m の変位と地震の規模——“伊勢原地震”の地震像

上述の伊勢原新層の約 1.6 m の変位は、この断層を震源とする 1 回の大地震に伴って生じたと考えられる。

約 1.6 m の変位が、1 回の大地震ではなく、比較的小さな複数の地震に伴う変位あるいは地震を伴わない変位の累積したものである可能性も考えられるが、日本では、松代群発地震の例以外には、M 6.5 以下の小さな地震で、あるいは無地震的に、断層が目視できるほど変位し、それが累積した例は、知られていない。また、近隣の他の断層から発生した大地震の時に僅小の断層変位が生じた例があるが、きわめて稀である。たとえば、1923 年関東大地震は、近隣で生じた大地震であるが、それに伴って、三浦半島の下浦断層などが変位した。しかし、相模湾沿岸地域の他の多くの活断層は変位しなかった。その時、この伊勢原断層では、地割れができた所はあるが、目で観察できるような変位は生じなかった（たとえば、金子，1972）。したがって、延暦・貞観—宝永間に生じた 1.6 m の変位の、すくなくとも大部分は、この断層の 1 回の大地震を伴った急激・短期間の変位であったと考える。この、延暦・貞観期と宝永期の間約 1.6 m の上下変位をもたらした伊勢原断層を震源とする地震を、以下、伊勢原地震とよぶ。

次に、この伊勢原地震の規模について考える。一般に、地震時の変位量と地震の規模との間には、大まかな対応がある。地表に 1 m 以上の変位をもたらした内陸被害地震のマ

グニチュードは、明治以後の日本内陸の例では、すべて M6.8 以上である（例外は火山体内部に生じた1938年屈斜路地震, M6.1 で、変位量約 1 m）。概して 1.5 m の地震変位はほぼ地震規模 M7.0 に対応する（松田, 1975）。したがって、本調査地点での約 1.6 m の断層変位を生じた地震は M7 級であったと思われる。

しかし、次の諸点は、この伊勢原地震の規模が、M7.0 よりもやや大きかった可能性を示している。①本調査地域は伊勢原断層の南端近くに位置している。したがって、この地震の時、断層の中央部での変位量は、本調査地域での変位量（約 1.6 m）よりも大きかった可能性が大きい。②上記の変位量は上下変位量であるから、横ずれ成分が伴っていた場合には、変位量はより大きくなる（これまでの調査では横ずれの有無についての資料は得られていない）。③伊勢原断層の北東に鶴川断層（活動度 C, 確実度 II, 活断層研究会, 1980）があり、南方には大磯丘陵東部の断層群がある。その一部も連動して変位した可能性がある。

以上の考察から、この伊勢原地震の規模は、M7.0~7.5程度であったと考える。その震央は伊勢原断層の中部の北緯 35°25′, 東経 139°20′ 付近（伊勢原および厚木の両市街地からいずれも約 5 km）とすることができる。この伊勢原地震は、前節で述べたように、伊勢原断層の少なくとも約5000年ぶりの大地震であった。

7.5 元慶2年（878年）相模・武蔵地震との関係

理科年表（昭和62版）および宇佐美（1987）によると、相模国中部にその震央が推定されている内陸被害地震で、延暦・貞観期（A. D. 876）以後、宝永期（富士山噴火, 1707）以前に生じた地震は、元慶2年（878）の相模・武蔵の地震（M7.4）と寛文10年（1670）の相模地震（M6.4）である。

元慶2年の相模・武蔵の地震は、三代実録によると、元慶2年（878年）9月29日の夜に生じた。京都でも「地震う」としるされている。このとき、関東諸国に大きな地震があり、とくに相模・武蔵でそれが甚だしかった。大きな余震が5・6日もつづいた。公私の建物で被害のないものはなかった。土地が陥没したところもあり、往還が不通になり、圧死者が非常に多かった。相模の国分寺（海老名付近）の仏像がこわれた（萩原ほか, 1982）。これらの記事より、当時の相模の国府と武蔵の国府（東京都府中市）で大きな被害があったことがわかる。当時の相模の国府の位置は確定していないが、海老名または大任郡（いずれも神奈川県中部）の可能性が大きい。理科年表（昭和62年版）および宇佐美（1987）は、この地震の震央を北緯 35.5°, 東経 139.3°（伊勢原町北方の丹沢山地東部）、規模を M7.4 としている。

このほかに、震央が相模国の内陸にあったと思われる、津波を伴わない $M \geq 7$ の地震として、鎌倉に大きな被害をもたらした1293年と1433年の地震および小田原付近に大きな被害をだした1648年の地震などがある。1433年の地震をのぞいて、鎌倉または小田原以外の地域については、被害の記事はない。1433年地震では、相模大山で仁王の首が落ち、利根川の水が逆流した、と記されているが、この地震には信頼の置ける史料が少ない。

このように、歴史地震についての資料は必ずしも十分ではないが、現段階での史料にもとづくと、“伊勢原地震”に対応する歴史地震としてもっともよく適合する地震は、その

被害範囲と被害程度から判断して、元慶2年の相模・武蔵地震である。

8. ま と め

1. 神奈川県中部の活断層、伊勢原断層の両側で4本の試錐 (Y, W, X, Zの各地点) を行い、地表下約40mまでの沖積層の試料を調査した (柱状図, Fig. 5)。

2. Y, Z両コアのそれぞれ10層準、計20の試料につき¹⁴C年代測定を行った (測定結果, Table 3)。

3. 柱状試料上半部 (主に泥炭質シルト) に挟在するテフラ層を調べ、各コア間でのテフラの同定、および既知の新富士火山テフラ層 (YFT) との対比を行った。YFTの砂沢スコリア、大室スコリア・延暦・貞観スコリア・宝永スコリアなどが同定された。未記載の特徴あるテフラ層も見いだされた。

4. Y地点とZ地点で、柱状試料の下部にある完新世海成層の貝・有孔虫・渦鞭毛藻・珪藻を調べ、海成層 (内湾～干潟) がその上位の陸成層 (低湿地) へ移りかわる状況と層準をたしかめた (群集変化図, Fig. 7, Fig. 8)。

5. そのような海成層から陸成層へ移る層準 (海陸遷移面) は、約6000年前 (Fig. 6) であり、その高度は、Y地点 (断層の西側) では標高 -2.04 ± 0.12 m に、Z地点 (東側) では -0.41 ± 0.5 m にあった。すなわち、約6000年以後現在までに断層の東側が西側に対して、 1.6 ± 0.6 m 高くなった。さらに、海成層の上位にある平安時代の延暦・貞観期までのテフラの分布高度も同様に同程度 (1.5 ± 0.4 m) 東側が高かった。しかし、江戸時代の宝永スコリア (A. D. 1707) では、そのような差異はなかった (Table 2)。したがって、上記の海陸遷移面の標高差とテフラ層の断層両側での標高差は、ともに平安時代 (延暦・貞観年間) 以後で江戸時代 (宝永7年) 以前に生じたものである (Fig. 9)。

6. そのような地変をもたらした事件は、この時の上下変位量が、この調査地点で約1.6mであるから、M7級の地震 (“伊勢原地震”) であったと考えられる (M7.0~7.5程度)。また、平安時代とそれ以前のテフラ層の標高差と、約6000年前の海陸遷移面のそれとの間に、誤差の範囲 (± 0.6 m) を越える差異はないので、すくなくともこの2つの時代間 (約5000年間) には、このような断層変位は生じなかった。つまり、この伊勢原地震は伊勢原断層のすくなくとも最近の約6000年間に生じた同断層の最新の大地震であった。

7. この伊勢原地震に最もよく符合する歴史地震は、元慶2年 (878年) の相模・武蔵地震 (M7.4) であり、この伊勢原地震が元慶2年の相模・武蔵地震であったと推定される。

8. なお、この地域において、断層の両側とも完新世海成層の上限の高度が現在の海水面より低い位置にあった。このことは、伊勢原断層による断層変位とは別に、この地域が約6000年以後に概して沈降していることを意味している (沈降量は当時の海水準が現在より2~6m高かったとして、およそ3~8m)。

文 献

- 後藤敏一, 1978, 淀川汽水域の付着珪藻工, 近畿大学教養部研究紀要, 9, 15-47.
萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄, 1982, 「古地震」—歴史資料と活断層からさ

- ぐる, 東京大学出版会, 312p.
- 花井重次, 1934, 丹沢山地東南山麓地域の地形に就いて(第一報), 大塚地理学会論文集, 4, 1-20.
- 原田憲一, 1984, ダイノ化石詳細調査, 中世古(編)「関西国際空港地盤地質調査」, 77-90, 災害科学研究所報告.
- 今永 勇・松島義章・平田大二, 1982, 相模川西岸地域の地質地殻変動, 神奈川県試験研究連絡協議会環境部会協同研究報告, 5, 25-36.
- 泉 浩二・木越邦彦・上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・菊原和子, 1977, 富士山東麓の沖積世ローム層, 第四紀研究, 16, 87-90.
- 神奈川県温泉研究所地下水調査グループ, 1970, 伊勢原付近の地質と地下水, 神奈川県温泉研究所報告, 12, 21-47.
- 貝塚爽平・森山昭雄, 1969, 相模川沖積低地と沖積層, 地理評, 42, 85-106.
- 金子史朗, 1972, 地形図説(2), 古今書院, 229p.
- 鹿島 薫, 1985, 銚子半島高神低地の完新世における珪藻群集の推移と古海水準, 第四紀研究, 24, 125-138.
- 鹿島 薫, 1987, 鹿児島県上甕島汽水性湖沼群における珪藻の生態と珪藻殻の堆積過程, 日本古生物学会1987年年会講演予稿集, 84.
- 活断層研究会, 1980, 「日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 363p.
- 小林 弘, 1964, 荒川産珪藻類(2), 秩父自然博物館研究報告, 12, 65-77.
- 小杉正人, 1985, 染色像による珪藻の生体・遺骸の識別法とその意義, 第四紀研究, 24, 139-147.
- 小杉正人, 1986, 現世干潟における珪藻遺骸の運搬・堆積パターン—小瀬川下流域の場合—, 地理学評論, 59 (Ser. A), 37-50.
- 小菅明男, 1972, 福島県相馬市松川浦の水質と底質の珪藻遺骸について, 地球科学, 20, 243-255.
- 町田 洋, 1964, Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の 発達史—第四紀末期について, (その 1), (その 2), 地学雑誌, 73, 293-308, 337-350.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968, 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史, 地理評, 41, 241-257.
- 松岡数充, 1987, 渦鞭毛藻化石の調査—多摩低地(Loc. 3)における渦鞭毛藻化石群集, 松島(編)「川崎市内沖積層の総合研究」, 83-88, 川崎市博物館資料収集委員会.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震, 28, 269-283.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1980, 1896年陸羽地震の地震断層, 地震研彙報, 55, 795-855.
- 松島義章, 1979, 南関東における縄文海進にもなる貝類群集の変遷, 第四紀研究, 17, 243-265.
- 松島義章, 1984a, 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷, 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 15, 37-109.
- 松島義章, 1984b, 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス, 第四紀研究, 23, 165-174.
- MIKAMI, K., 1961, Geological and petrographical studies on the Tanzawa Mountainland, Part 1, *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. II*, 8, 57-110.
- 宮地直道・鈴木 茂, 1986, 富士山東麓, 大沢藍沢湖成層のテフラ層序と花粉分析, 第四紀研究, 25, 225-233.
- 中井信之・中村俊夫, 1983, 加速器質量分析による放射性同位体の定量と年代測定, *Radioisotopes*, 32, 645-655.
- NAKAMURA, T., NAKAI, N., SAKASE, T., KIMURA, M., OHISHI, S., TANIGUCHI, M. and YOSHIOKA, S., 1985, Direct detection of radiocarbon using accelerator techniques and its application to age measurements, *Jpn. J. Appl. Phys.*, 24, 1716-1723.
- 中村俊夫・中井信之, 1988, 放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に重点を置いて—, 地質学論集, 29, 83-106.
- 岡 重文・島津光夫・宇野澤昭・桂島 茂・垣見俊弘, 1979, 5万分の一の地質図幅「藤沢」および同説明書, 地質調査所.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明, 1986, 丹沢山地東部の地質, 静岡大学地球科学研究報告, 12, 153-189.
- 角田清美, 1983, 武蔵野台地の西端, 古震湖の¹⁴C年代, 地球科学, 37, 114-116.

- 角田清美・鈴木毅彦・山縣耕太郎・今泉俊文・松田時彦・深谷 元・土屋洋道, 1988, 立川断層の活動にもなって生じた古霞湖のトレンチ調査, 活断層研究, 5, 71-76.
- 津屋弘達, 1971, 富士山の地形・地質, 「富士山」, 富士山総合学術調査報告書, 1-127. 富士急行.
- 上杉 陽, 1976, 大磯丘陵のテフラ, 関東の四紀, 3, 28-37.
- 上杉 陽・堀内 真・宮地直道・古谷隆夫, 1987, 新富士火山最新期のテフラ—その細分年代—, 第四紀研究, 26, 59-68.
- 上杉 陽・木越邦彦, 1986, 富士黒土層の ^{14}C 年代, 火山, 2, 31, 265-268.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新篇日本被害地震総攬, 東京大学出版会, 1-434.
- WALL, D., DALE, B. and HARADA, K., 1973, Descriptions of new fossil dinoflagellates from the Late Quaternary of the Black Sea, *Micropaleontology*, 19, 18-31.
- 山崎晴雄, 1978, 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究, 16, 231-246.
-

*Subsurface Study of Isehara Fault, Kanagawa Prefecture,
Detected by Drilling—Depositional Environments during
the Last 7000 Years and Fault Displacement Associated
with the Gangyou Earthquake in A.D. 878—*

Tokihiko MATSUDA, Masao YUI

Earthquake Research Institute

Yoshiaki MATSUSHIMA, Isamu IMANAGA, Daiji HIRATA

Kanagawa Prefectural Museum

Masami TOGO

Department of Society, Hosei University

Kaoru KASHIMA, Akiko MATSUBARA

Department of Geography, University of Tokyo

Nobuyuki NAKAI

Department of Earth Science, Nagoya University

Toshio NAKAMURA

Radioisotope Center, Nagoya University

and

Kazumi MATSUOKA

Department of Geology, Nagasaki University

The Isehara fault has been suspected to be a causal fault of the Gangyou earthquake of A.D. 878. We drilled at four locations, W, X, Y and Z, on a line crossing the Isehara fault, loc. Y being on the western side and others on the eastern side, and obtained columnar samples of Holocene deposits down to about 40 m from the surface.

The shallow marine deposits were found from the lower part of Y and Z. The depositional environment and stratigraphic position of the transition surface from marine to freshwater deposits were examined by analyzing molluscs, foraminifers, diatoms and dinoflagellates in the samples. The twenty carbonaceous samples from Y and Z cores were dated by the ^{14}C method. The marine beds become shallower upward and grade into brackish to freshwater deposits consisting of peaty silt with thin beds of fluvial sand, gravel and volcanic scoria. The lithology and thickness of the peaty deposits are similar on the western and eastern sides of the fault, suggesting that the area has been generally a low, swampy plain since about 6000 years B.P.

The tephra layers in the peaty deposits were examined and correlated with each other among localities and with the Younger Fuji Tephra (YFT) described previously in neighboring areas.

A systematic difference in height of the correlated beds was found between the two sides of the fault line. The level of transition from marine to freshwater deposits of about 6000 years B.P. is about -2.04 ± 0.12 m in altitude (a.s.l.) at Y and -0.41 ± 0.5 m at Z; that is, the height-difference is 1.6 ± 0.6 m with the eastern side higher.

Similarly, the tephra layers of about 1100 years B.P. and older are different in height by as much as $1.5 (\pm 0.4)$ m between the two localities, the eastern side being higher. However, the uppermost tephra, deposited when Mt. Fuji erupted in A.D. 1707, has no such height-difference. This indicates that the ground on the eastern side was elevated relatively in the period between about 1100 y.B.P. and 280 y.B.P.

The great earthquake of A.D. 878 (the Gangyou earthquake) is the only large inland earthquake of this province in the period between 1100 y.B.P. and 280 y.B.P. The magnitude of the earthquake has been estimated to be M7.4, based on historical documents.

Thus, it is concluded that the A.D. 878 earthquake (the Gangyou earthquake) was originated from the Isehara fault. The earthquake magnitude is M7 or larger as estimated from the amount (1.6 ± 0.6 m) of vertical offset revealed in this study area.

The pre-A.D. 878 earthquake occurred sometime prior to about 6000 years B.P., because the amount of offset of the about 6000 years-old marine-top surface is the same as those of the younger, 1100 years B.P. tephra. This implies that the recurrence intervals of earthquakes of the similar size from this fault are longer than 5000 years.