

伊勢原断層の評価

伊勢原（いせはら）断層は、神奈川県中部から中南部にかけて分布する活断層である。ここでは、平成7年度に神奈川県によって実施された調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層の諸特性を次のように評価した。

1. 断層の位置及び形状

伊勢原断層は、丹沢山地の東縁の神奈川県津久井郡津久井町から愛甲（あいこう）郡愛川町、愛甲郡清川村、厚木市、伊勢原市を経て、平塚市北部に至る断層である。長さは約 21km で、ほぼ南北方向に延びており、断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である（図1、2及び表1）。

2. 断層の過去の活動

伊勢原断層の平均的な上下方向のずれの速度は、約 0.3-0.4m/千年と推定され、最新の活動は5世紀以後、18世紀初頭以前にあった可能性がある。活動時には断層の東側が西側に対して相対的に2m程度隆起した可能性がある。本断層の平均的な活動間隔は4千-6千年程度であった可能性がある（表1）。

3. 断層の将来の活動

伊勢原断層は、全体が1つの活動区間として活動する場合、マグニチュード7.0程度の地震が発生すると推定される。また、その際、断層近傍の地表面では東側が西側に対して相対的に2m程度高まる段差や撓（たわ）みが生じる可能性がある（表1）。伊勢原断層の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は、表2に示すとおりである（注1、2）。

4. 今後に向けて

伊勢原断層の過去の活動履歴や平均活動間隔に関しては、精度のよい数値が得られていない。よって、これら過去の活動に関して、精度の高い資料を得ることが望ましい。

表 1 伊勢原断層の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層の位置・形態			
(1) 構成する断層	伊勢原断層		文献3による。
(2) 断層の位置・形状	地表における断層の位置・形状 断層の位置 (北端) 北緯 35° 33′ 東経 139° 16′ (南端) 北緯 35° 22′ 東経 139° 18′ 長さ 約 21km	○ ○ ○	文献2、6による。 位置及び長さは図2から計測。
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0km 一般走向 N-S 傾斜 約 60° 東傾斜 (地下 1.5km 以浅) 幅 15-20km 程度	○ ◎ ○ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は、断層の両端を直線で結んだ方向 (図2参照)。 傾斜は、文献2に示された反射法弾性波探査の結果等から推定 (説明文参照)。 幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ (約 15km) から推定 (説明文参照)。
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	◎	文献2、5、7に示された地形の特徴、及び文献2に示された反射法弾性波探査断面による。
2. 断層の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	約 0.3-0.4m/千年 (上下成分)	○	文献7に示された資料から推定。
(2) 過去の活動時期	活動1 (最新活動) 5世紀以後、18世紀初頭以前	△	文献4、5による。
	活動2 (1つ前の活動) 約7千年前以前	△	文献5による。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 2m程度 (上下成分)	△	断層の長さから推定。

	平均活動間隔	4千－6千年程度	△	1回のずれの量と、平均的なずれの速度から推定（説明文参照）。
(4) 過去の活動区間	活動区間	断層全体で1区間	○	断層の位置関係・形状等から推定。
3. 断層の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層全体で1区間	○	断層の位置関係・形状等から推定。
	地震の規模	マグニチュード7.0程度	○	断層の長さから推定。
	ずれの量	2m程度（上下成分）	△	断層の長さから推定。

表2 伊勢原断層の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注5)	信頼度 (注6)	備考
地震後経過率（注7）	0.05－0.4		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%－0.002%	c	発生確率及び集積確率は文献1による。
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%－0.004%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%－0.01%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%－0.1%		
集積確率（注8）	ほぼ0%－0.006%		

注1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層のうち、2001年4月時点で調査結果が公表されているものについて、その資料を用いて今後30年間に地震が発生する確率を試算すると概ね以下のように推定される。

98断層帯のうち約半数の断層帯：30年確率の最大値が0.1%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が3%以上

（いずれも2001年4月時点での推定。確率の試算値に幅がある場合はその最大値を採用。）

この統計資料を踏まえ、地震調査委員会の活断層評価では、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率(最大値)が3%以上の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後30年間の地震発生確率(最大値)が0.1%以上－3%未満の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

注2：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率（うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001）による暫定値）は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の30年確率 (%)	地震発生直前の集積確率 (%)	断層の平均活動間隔 (千年)
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	野島断層 (兵庫県)	0.4%—8%	2%—80%	約1.8—約3.0
1858年飛越地震 (M7.0—7.1)	跡津川断層 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%—10%	ほぼ0%—90%より大	約1.9—約3.3
1847年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層 (長野県)	ほぼ0%—20%	ほぼ0%—90%より大	約0.8—約2.5

「長期的な地震発生確率の評価手法について」に示されているように、地震発生確率は前回の地震後、十分長い時間が経過しても100%とはならない。その最大値は平均活動間隔に依存し、平均活動間隔が長いほど最大値は小さくなる。平均活動間隔が4千年の場合は30年確率の最大値は6%程度、6千年の場合は30年確率の最大値は4%程度である。

注3：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。

◎：高い、○中程度、△：低い

注4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）

文献2：神奈川県（1996）

文献3：活断層研究会編（1991）

文献4：小山（1999）

文献5：松田ほか（1988）

文献6：中田・今泉編（2002）

文献7：高田ほか（2003）

注5：評価時点はすべて2004年1月1日現在。「ほぼ0%」は10⁻³%未満の確率値を示す。なお、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度は低い（△）ことに留意されたい。

注6：地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率（以下、発生確率等）の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、aからdの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a：（信頼度が）高い b：中程度 c：やや低い d：低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

a：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。

b：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。

c：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。

d：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発

生確率等の値の信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注7：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると1.0となる。今回の評価した数字のうち0.05は300年を6000年で割った値であり、0.4は1600年を4000年で割った値である。

注8：前回の地震発生から評価時点までの間に地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1. 伊勢原(いせはら)断層に関するこれまでの主な調査研究

花井(1934)は、丹沢山地の東側山麓に分布する断層帯に関して検討を行い、断層帯西端の上野原-伊勢原線の南部に位置する南北走向の断層を、伊勢原断層と呼称した。

今永ほか(1982)は、伊勢原断層の南部にあたる平塚市赤坂付近の沖積地内において、断層トレースを挟む2地点でボーリング調査を行い、既存のボーリング資料と併せて、本断層の活動履歴に関する検討を行った。その後、松田ほか(1988)は、今永ほか(1982)のボーリング地点間を補完する形で群列ボーリング調査を実施し、微化石分析等に基づいた詳細なコア解析結果をもとに、伊勢原断層の最新活動時期や平均活動間隔に関する新しい事実を明らかにした。

神奈川県(1996)は、愛甲郡清川村煤ヶ谷(すすがや)以北では、明瞭な変位地形や断層露頭が認められないことから、煤ヶ谷以南から平塚市北金目(きたかなめ)までの13kmの区間を活断層と認定した。そして、同区間において、反射法弾性波探査、トレンチ調査、群列ボーリング調査等を行い、活動履歴について詳細な検討を実施した。

高田ほか(2003)は、伊勢原断層の中部に位置する伊勢原市宮下において、ボーリング調査と指標テフラの同定を行い、本断層の地下構造や平均変位速度を推定した。

伊勢原断層の位置を示した文献としては、上記のほかに活断層研究会編(1991)、東郷ほか(1996)、及び中田・今泉編(2002)等がある。

2. 伊勢原断層の評価結果

2. 1 伊勢原断層の位置・形状

(1) 伊勢原断層を構成する断層

伊勢原断層は、丹沢山地の東山麓から伊勢原台地の西縁に沿って、神奈川県津久井郡津久井町から、愛甲郡愛川町、愛甲郡清川村、厚木市、伊勢原市を経て、平塚市北部に延びる活断層である(図1、2)。

清川村宮ヶ瀬から煤ヶ谷にかけての区間は、概ね北西-南東方向に延び、東郷ほか(1996)、中田・今泉編(2002)により推定活断層とされている。北端部付近の愛甲郡愛川町半原(はんばら)では、主断層の北東側に長さ2-2.5km程度の2条の副次的な断層が平行に配列し、全体として幅4-5kmの断層帯をなす。一方、煤ヶ谷より南では、本断層は概ね北-南方向に延びる活断層とされている(東郷ほか, 1996; 中田・今泉編, 2002)。また、厚木市峰岸の東方には、長さ3.5km程度の南北走向の推定活断層が存在する(中田・今泉編, 2002)。

なお、活断層研究会編(1991)では、本断層北端部の愛甲郡愛川町付近から、長さ40km程度の鶴川断層が北西に延びるとしているが、その大部分は確実度Ⅲとされ(活断層研究会編, 1991)、中田・今泉編(2002)にも活断層として記載されていないことから、ここでは評価の対象としない。また、伊勢原断層の南方延長上には、長さ3km程度の公所(ぐぞ)断層がほぼ南北方向に延びる(活断層研究会編, 1991)が、本断層はずれの向きが伊勢原断層と反対に東落ちを示すことから、伊勢原断層とは異なった形成過程を持つと考えられる。よって、ここでは本断層の評価には含めないこととした。

伊勢原断層の位置は、松田ほか(1988)、活断層研究会編(1991)、神奈川県(1996)、東郷ほか(1996)、中田・今泉編(2002)等に示されている。煤ヶ谷以南に関しては、各文献とも位置は概

ね良い一致を示す。ただし煤ヶ谷以北については、神奈川県（1996）では明瞭な変位地形を伴わないとして活断層と認定していない等、その活動性に幾つかの見解がある。ここでは、本断層の位置は主に中田・今泉編（2002）に基づき、南端部に関しては神奈川県（1996）に従った。名称は活断層研究会編（1991）によった。

（2）断層面の位置、形状

伊勢原断層の長さ及び一般走向は、副次的な断層の北端を本断層の北端とみなし、本地点と南端とを直線で結んで計測し、約 21km、N-S とした（図 2）。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に現れていることから 0 km とした。

断層面は、伊勢原市日向（ひなた）で神奈川県（1996）が実施した反射法弾性波探査断面に基づくと、地下 1–1.5km 付近において第三紀の地層の上に基盤が乗上げる構造が推定され、この付近と地表の断層崖とを結んで約 60° で東傾斜と推定される（図 3）。なお、伊勢原市宮下で実施されたボーリング調査結果では、地表付近の断層面の傾斜は約 40° と推定され（高田ほか, 2003）、平塚市北金目の反射法弾性波探査結果においても、断層面の傾斜が浅部に向かって相対的に低角度となる傾向が認められている（神奈川県, 1996）。

断層面の幅は、地震発生層の下限の深さが約 15km であること（後述）、及び地下浅部（約 1.5km 以浅）の断層面の傾斜から、15–20km 程度の可能性がある。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注 9）

伊勢原断層は、松田ほか（1988）、中田・今泉編（2002）、高田ほか（2003）等を示された断層変位地形や神奈川県（1996）による反射法弾性波探査結果に基づくと、東側が西側に対して隆起する逆断層と考えられる。

なお、横ずれ成分を示す直接的な資料は認められないが、地震観測結果より、伊勢原断層周辺はフィリピン海プレートの沈み込みの影響を被ると判断されることから、本断層は左横ずれセンスを伴う可能性もある。

2. 2 伊勢原断層の過去の活動

（1）平均変位速度（平均的なずれの速度）（注 9）

高田ほか（2003）は、伊勢原断層の中部にあたる伊勢原市宮下において、伊勢原断層の断層面を抜くボーリング調査を行い、指標テフラ等の高度差から伊勢原断層の平均変位速度について論じている（図 4、5）。ここでは、断層面を挟んで上・下盤で共に確認された富士吉岡軽石層（約 7 万–8 万 5 千年前：注 10）の、最も下位の層準間の高度差（約 26m）に基づき、伊勢原断層の平均上下変位速度を約 0.3–0.4m/千年と推定した。

神奈川県（1996）は、伊勢原断層の中部の伊勢原市日向で群列ボーリングを実施し、武蔵野礫層上位面（約 4 万年前）形成後の本断層の平均上下変位速度を 0.22m/千年と推定した。ただし、神奈川県（1996）では、群列ボーリングの一部区間の高度差（約 8.7m）を基に平均上下変位速度を計算している。しかしながら、実際には、撓曲帯全体にわたる武蔵野礫層上位面の高度差は約 11.1m と推定され、この値を用いると平均上下変位速度は約 0.28m/千年となる。なお、本地点の東側にも活断層が並走する（神奈川県, 1996）ことから、断層全体としての平均上下変位速度はさらに大きくなる可能性がある。

今永ほか(1982)は、伊勢原断層の南部にあたる平塚市赤坂において、断層トレースを挟んだ2地点でボーリング調査を行い、既存ボーリング結果と併せて検討を行った。そして、沖積層下の埋没段丘〔吉沢(きっさわ)面:約13万年前〕の高度に約32mの差が認められることから、最終間氷期以後の平均上下変位速度を0.25m/千年と推定した。また、松田ほか(1988)は、今永ほか(1982)のボーリング地点間を埋める形で群列ボーリング調査を行い、約7千年前(ここでは、暦年補正值6千9百年前をならして約7千年前とした。)の海成層の上面に1.6m程度の高度差を認め、約7千年前以後の平均上下変位速度を0.23m/千年とした。

また、神奈川県(1996)は伊勢原断層の南部の秦野市鶴巻と平塚市岡崎の2地点において、断層を挟んで2本のボーリングを掘削し、コア試料の対比を行った。その結果、断層の両側で下末吉海成層上面(約12万年前)やKMP-8火山灰に相当する砂礫層上面(約8万年前)に、各々高度差24.1mと16.7mが認められたことから、本地域の平均上下変位速度を0.20-0.21m/千年と推定した。ただし、沈降側(秦野市鶴巻)のボーリング地点は、推定される断層線から1km程度離れていることから、地形面自体の傾斜を考慮すると、平均上下変位速度は若干大きくなる可能性がある。

なお、神奈川県(1996)は、厚木市峰岸周辺において写真測量調査を行っている。本結果に基づくと、約2-3万年前の立川面に約4.0mの変位が認められることから、伊勢原断層の平均上下変位速度は0.13-0.20m/千年と推定される。ただし、この値は写真測量に基づいたものであり、ここでは参考値として扱う。また、神奈川県(1996)は、約5万年前の箱根東京軽石層を変位基準として、平塚市岡崎(駒形神社付近)のジオプロブ調査結果から、平均上下変位速度を約0.16m/千年(最大高度差約8m)としている。ただし、調査地域付近では箱根東京軽石層堆積時には既に一定の高度差があったと推定されるため、これらについても参考値とする。

ここでは、伊勢原断層の平均上下変位速度を、本断層の中部にあたる伊勢原市宮下で得られたボーリング調査結果(高田ほか,2003)を基に、約0.3-0.4m/千年と推定した。また、本断層の南部では0.25m/千年程度と、本断層の中部に比べてやや低い平均上下変位速度を示す可能性がある。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 赤坂地点

松田ほか(1988)は、伊勢原断層南部の平塚市赤坂で群列ボーリングを実施した結果、約7千年前の海陸遷移面が $1.6 \pm 0.6\text{m}$ 東上がりに変位し、延暦・貞観(じょうがん)年間のテフラ層準を含む複数のスコリア層も $1.5 \pm 0.4\text{m}$ 東上がりに変位することから、伊勢原断層の最新活動時期を延暦・貞観年間のスコリア降灰(9世紀)以後と推定し、一回前の活動時期を約7千年前以前とした(図6)。さらに、松田ほか(1988)は、富士宝永スコリア降灰層準に分布高度の差が認められないことから、伊勢原断層の最新活動時期を富士宝永スコリア降灰(西暦1707年)以前と推定した。

ただし、松田ほか(1988)によって延暦・貞観年間に降灰したとされたスコリア層は、粒子の特徴や、延暦・貞観噴火時におけるテフラの降灰範囲に関する再検討結果から、延暦・貞観テフラとは異なるスコリアであると判断されている(小山,1999)。さらに、小山(1999)では、本スコリア層直下の ^{14}C 年代測定結果(松田ほか,1988)を基に、本スコリア層の堆積年代を推定した

(5-7世紀:スコリア層直下の¹⁴C年代値を暦年補正した値)。この解釈に基づくと、伊勢原断層の最新活動時期は5世紀以後、18世紀初頭以前となる可能性がある。

② 北金目地点

神奈川県(1996)は、伊勢原断層南端部の平塚市北金目でトレンチと群列ボーリングコアとの対比を行い、安定水域下で水平に堆積したと推定される白色火山灰層(TF)やS-24-5スコリア層に平均75cm程度の高度差を認め、これを本断層の活動による変位と推定した。そして、本断層の最新活動時期をS-24-5スコリア層が堆積した4-6世紀(スコリア層直上の泥炭層の¹⁴C年代値を暦年補正した値)以後とした。

なお、神奈川県(1996)は、トレンチの壁面上で富士宝永スコリア降灰層準に変形が認められなかったことから、本スコリア降灰以後に地震活動は生じていないとした。しかし、伊勢原断層の活動に伴う変位が推定される地点は本トレンチより数10m程度西方に位置し、トレンチでは本断層の活動に伴う変位はほとんど確認されていないことから、ここでは富士宝永テフラ降灰以降の変位の有無については言及することができない。

以上の検討結果に基づくと、本断層の最新活動時期は、5世紀以後18世紀初頭以前であった可能性がある。また、1回前の活動は約7千年前以前であった可能性がある。

なお、神奈川県(1996)は、伊勢原断層中部の伊勢原市日向で実施したトレンチ調査において、泥炭層-黒色土層が西側に9°程度傾斜した構造、ならびにその上位のスコリア層が1-4°程度傾斜した構造を断層運動による地層の傾動と推定した。しかし、この程度の傾斜は堆積構造とも捉えることができること、またスコリア層に関しては、トレンチの南北両壁面でその傾斜が異なること等から、これらを断層活動による変形と断定することはできない。

b) 先史時代・歴史時代の活動

1923年(大正12年)の関東地震において、当時の伊勢原町片町では、断層崖の基部付近に深さ約2m、幅約3mあまり、長さ数100mの小地溝状の凹地が出現したとされている(花井, 1934)。また、その北方の厚木市峰岸の丘陵〔神奈川県(1996)によれば撓曲変形した武蔵野面〕付近では、南北性の断裂が生じ、1m内外の落差を持つ地溝状の凹地や、桑畑の波状の変位、湧水を伴う断裂等が生じたとされている(花井, 1934)。ただし、これらと伊勢原断層の活動との直接的な関係は不明である。

878年(元慶2年)には、相模・武蔵を中心とした「関東諸国の地震(139.3E, 35.5N, M7.4)」が発生したことが知られている(宇佐美, 2003)。松田ほか(1988)では、時期・被害範囲・被害の程度から判断して、本地震を伊勢原断層の活動によるものと推定しているが、具体的な関係は明らかではない。

このほか、伊勢原断層の南部周辺では、遺跡発掘調査によって多くの遺跡において複数の層準に地盤の液状化等の強い地震動による地変が確認されている。それらの時期と回数は、縄文前期-後期に2回以上、古墳時代-6世紀前半に1-2回以上、8世紀後半-9世紀中頃に1-2回、18世紀以降に1回以上である(神奈川県, 1996)。また、伊勢原断層南端部の北金目トレンチにおいても、 $3,430 \pm 90$ yBP(未補正值)以降に堆積した6層準で、地震によると推定される地盤の変状が確認されている(神奈川県, 1996)。ただし、これらと伊勢原断層の活動との関係は不明である。

このように、伊勢原断層付近では歴史地震に伴う被害や地変及び液状化跡等が多数知られているが、本断層と直接の関係を示す資料は得られていない。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注9）

伊勢原断層の南部にあたる平塚市赤坂地点で実施された群列ボーリング調査結果（松田ほか、1988）に基づくと、伊勢原断層の南部においては、本断層の最新活動に伴う1回の変位量は上下成分で1.5m程度と推定される。なお、神奈川県（1996）では、伊勢原断層南端部の平塚市北金目地点で実施した群列ボーリングとトレンチ調査結果から、安定水域下で堆積したと推定される白色火山灰層（TF）の比高（約1.0m）を求め、この値を本断層の1回あたりの変位量と推定している。ただし、いずれも断層南端部付近で実施された調査により得られた値であることから、断層の主要な区間では、1回の変位量は上記の値より大きくなる可能性がある。

一方、本断層は長さが約21kmであることから、松田（1975）の経験式(1)、(2)を用いると、伊勢原断層全体における1回の活動に伴う変位量は2m程度（計算値1.7m）の可能性がある。本値は、南端部付近において推定された本断層の1回の活動に伴う変位量より若干大きく、ほぼ整合的な値と考えられる。

用いた経験式は、次の式である。ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Mはその時のマグニチュード、Dは1回の活動に伴う変位量（m）である。

$$\text{Log } L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6M - 4.0 \quad (2)$$

以上の検討から、1回の活動に伴う伊勢原断層の上下変位量は2m程度であった可能性がある。また、本断層帯南部の平塚市赤坂地点付近においては1.5m程度であった可能性がある。

なお、今永ほか（1982）は、松田ほか（1988）と同地点の2本のボーリング調査結果に基づいて、1回あたりの変位量（上下成分）を約3.5mとしているが、基となるデータの信頼性が松田ほか（1988）より低い点、断層の長さから推定される本断層の変位量（2m程度）と大きく異なる点等を考慮して、採用しないこととした。

(4) 活動間隔

伊勢原断層では、中央付近の平均上下変位速度が約0.3–0.4m/千年と推定され、上記の経験式を用いると1回の活動に伴う上下変位量が1.7mと計算されることから、本断層の平均活動間隔は4千–6千年程度となる。また、伊勢原断層の南部において得られた平均上下変位速度（0.25m/千年程度）と1回の活動に伴う上下変位量（1.5m程度）を用いると、平均活動間隔は6千年程度と計算される。両結果に基づくと、伊勢原断層の平均活動間隔は4千–6千年程度の可能性がある。

なお、平塚市赤坂地点で実施された群列ボーリングの解析結果（松田ほか、1988）及びスコリア層の年代の再検討結果（小山、1999）では、本断層の最新活動時期は5世紀以後、18世紀初頭以前、1つ前の活動時期は7千年前より以前の可能性があるとしている。これに基づくと、最新活動時期と1つ前の活動時期との間隔は5千4百年程度以上となる。

(5) 活動区間

伊勢原断層では、構成する断層がほぼ連続的に分布することから、松田（1990）の基準に基づけば、全体が1つの区間として活動したと推定される。

（6）測地観測結果

1985年からの約10年間の測地観測結果では北西－南東方向の縮みが見られる。最近5年間のGPS観測結果でも北西－南東方向の縮みが見られる。

（7）地震観測結果

伊勢原断層周辺では最近6年間で地殻内の地震はほとんど発生していない。このため、地震発生層の下限の深さは、本断層付近におけるフィリピン海プレートの上面の深さに基づいて約15kmと推定した。なお、本断層周辺ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が多く、これらの地震の発震機構の圧力軸はフィリピン海プレートの進行方向とほぼ一致する。

2. 3 伊勢原断層の将来の活動

（1）活動区間と活動時の地震の規模

伊勢原断層は、断層全体が1つの活動区間として同時に活動する可能性がある。断層の長さが約21kmであることから、前述の経験式（1）を用いて、発生する地震の規模はマグニチュード7.0程度と求められる。また、その際、断層近傍の地表面では東側が西側に対して相対的に2m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

（2）地震発生の可能性

伊勢原断層全体が同時に活動する場合と、過去の活動に基づく平均活動間隔が概ね4千－6千年程度で、最新活動時期が5世紀以後、18世紀初頭以前と求められていることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.05－0.4となる。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）に示された手法（BPT分布モデル、 $\alpha=0.24$ ）によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%－0.002%、ほぼ0%－0.004%、ほぼ0%－0.01%、ほぼ0%－0.1%である。また、現在までの集積確率はほぼ0%－0.006%となる。

3. 今後に向けて

伊勢原断層の過去の活動履歴や平均活動間隔に関しては、精度のよい数値が得られていない。よって、これら過去の活動に関して、精度の高い資料を得ることが望ましい。

注9：「変位」を、1頁の本文及び4、5頁の表1では、一般にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは専門用語である「変位」が、本文や表1の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓（たわ）みの成分」よりなる。

注10：富士吉岡軽石は、箱根安針火山灰（70ky）と箱根小原台火山灰（80－85ky）に層序的に挟まれる（町田・新井, 2003）ことから、ここでは富士吉岡軽石の年代を70－85kyとした。

注11：10,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、Niklaus（1991）に基づいて暦年補正し、原則として1 σ の範囲の数値で示した。このうち2,000年前よりも新しい年代値は世紀単位で

示し、2,000年前よりも古い年代値については、百年単位で四捨五入して示した。

文 献

- 花井重次 (1934) : 丹沢山地東南山麓地域の地形について (第一報) .大塚地理学論文集, **4**, 1-20.
- 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共同研究報告. **5**, 25-36.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) : (改定試案)「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) :「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 神奈川県 (1996) : 平成7年度地震調査研究交付金 伊勢原断層に関する調査成果報告書.219p.
- 活断層研究会編 (1991) :「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 小山真人 (1999) : 日本の史料地震学研究の問題点と展望—次世代の地震史研究に向けて—. 地学雑誌, **108**, 346-369.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) :「新編 火山灰アトラス」, 東京大学出版会, 336p.
- 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. 地震第2輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, **65**, 289-319.
- 松田時彦・由井将雄・松島義章・今泉 勇・平田大二・東郷正美・鹿島 薫・松原彰子・中井信之・中村俊夫・松岡数充 (1988) : 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—.地震研究所彙報. **63**, 145-182.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) :「活断層詳細デジタルマップ」.東京大学出版会. DVD-ROM 2枚・60p. 付図1葉.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 高田圭太・原口 強・早田 勉 (2003) : ボーリング調査により明らかとなった伊勢原断層の性状, 活断層研究, **23**, 37-44.
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「藤沢」. 国土地理院技術資料, D. 1—No. 333.
- 宇佐美龍夫 (2003) :「最新版 日本被害地震総覧[416]-2001」. 東京大学出版会, 605p.

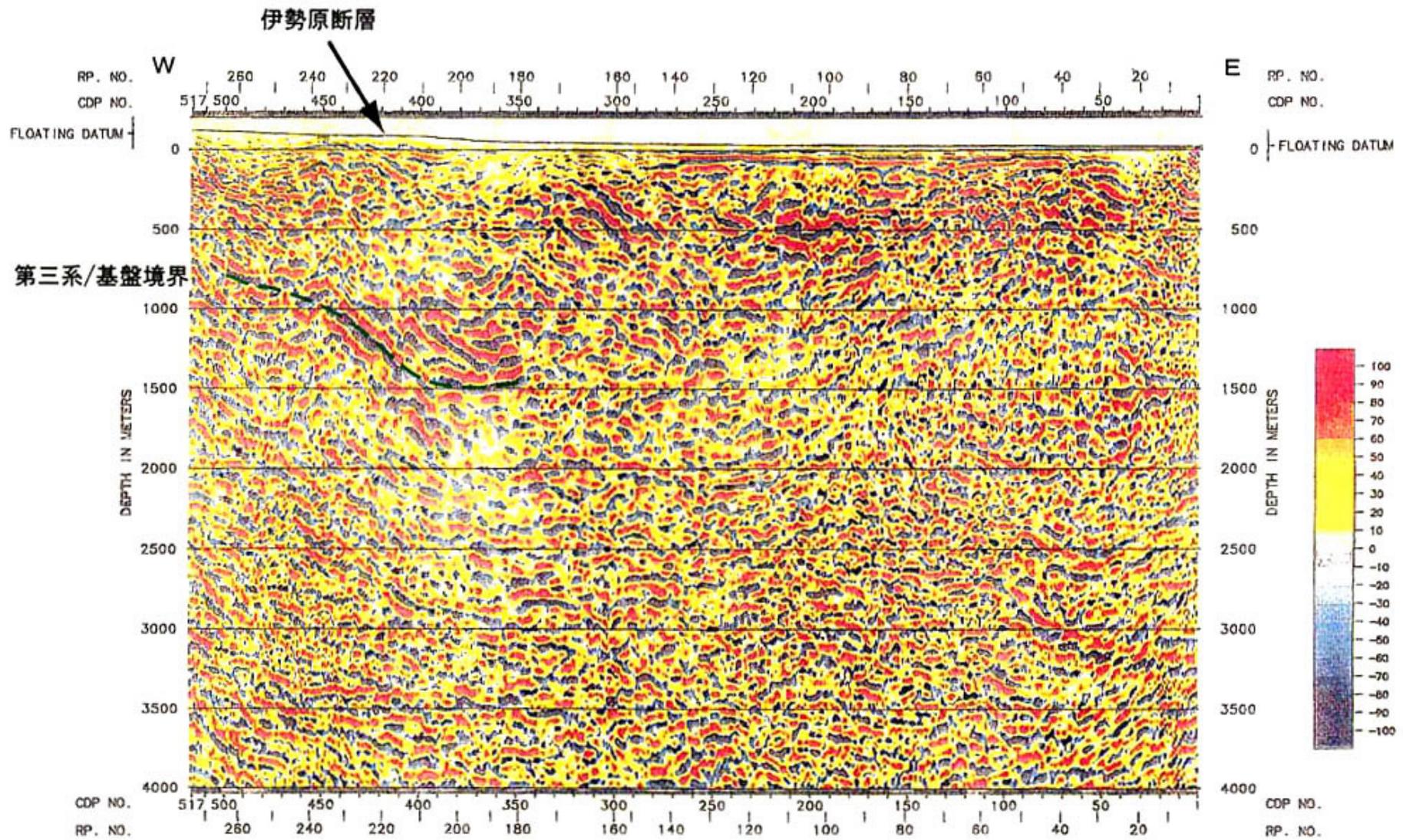


図3 大深度反射法探査断面図（S-1測線：伊勢原市日向-厚木市岡田） 神奈川県（1996）
 第三系/基盤境界（神奈川県，1996）と地表の断層崖の位置を加筆。

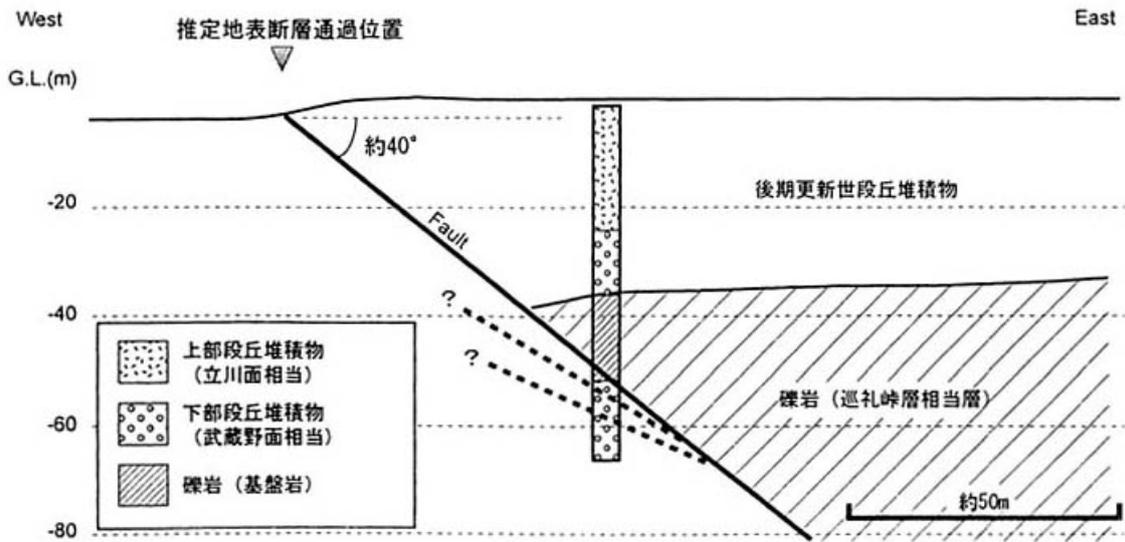


図4 推定地質断面（伊勢原市宮下） 高田ほか（2003）

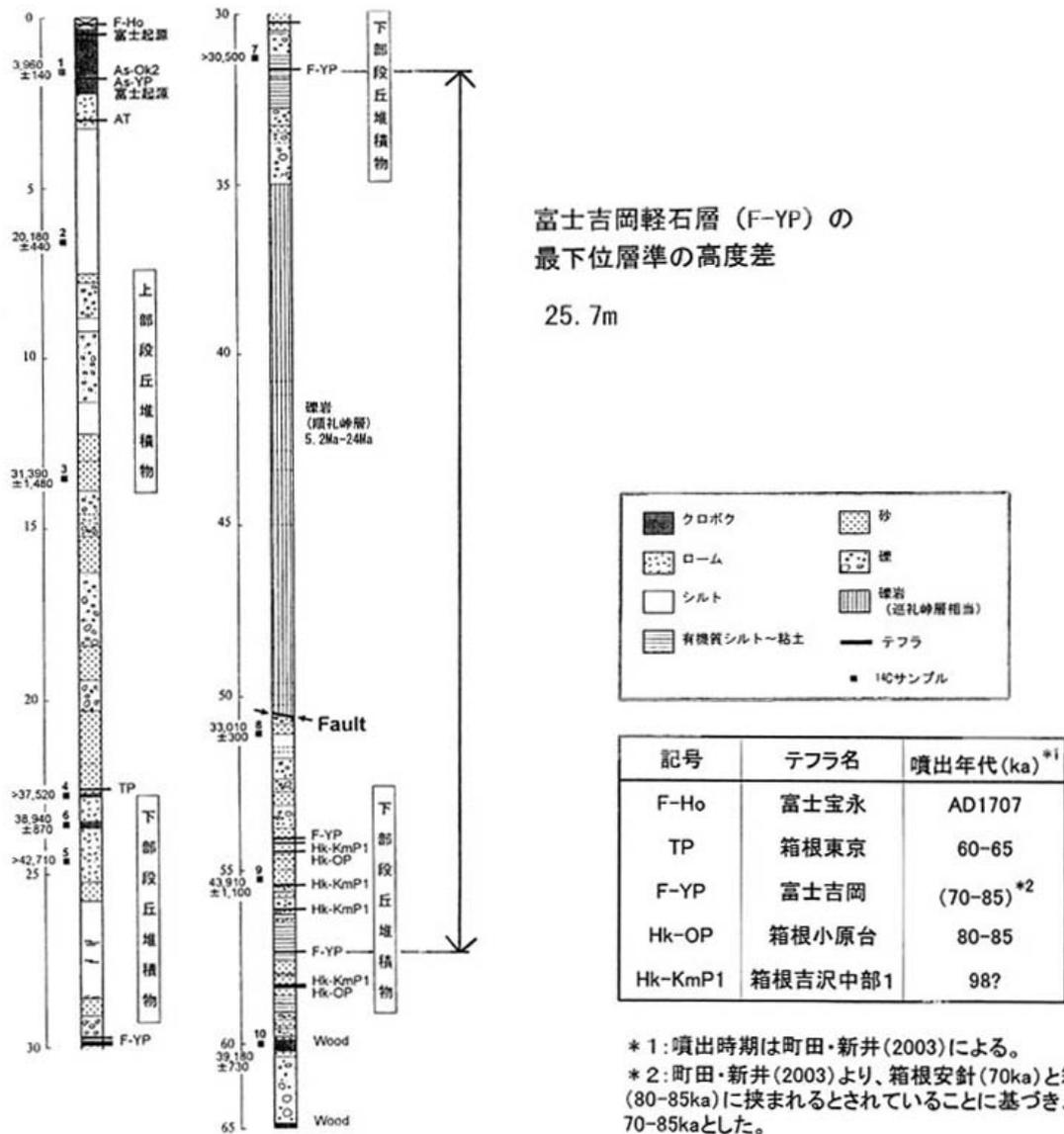


図5 ボーリング柱状図（伊勢原市宮下） 高田ほか（2003）を一部修正

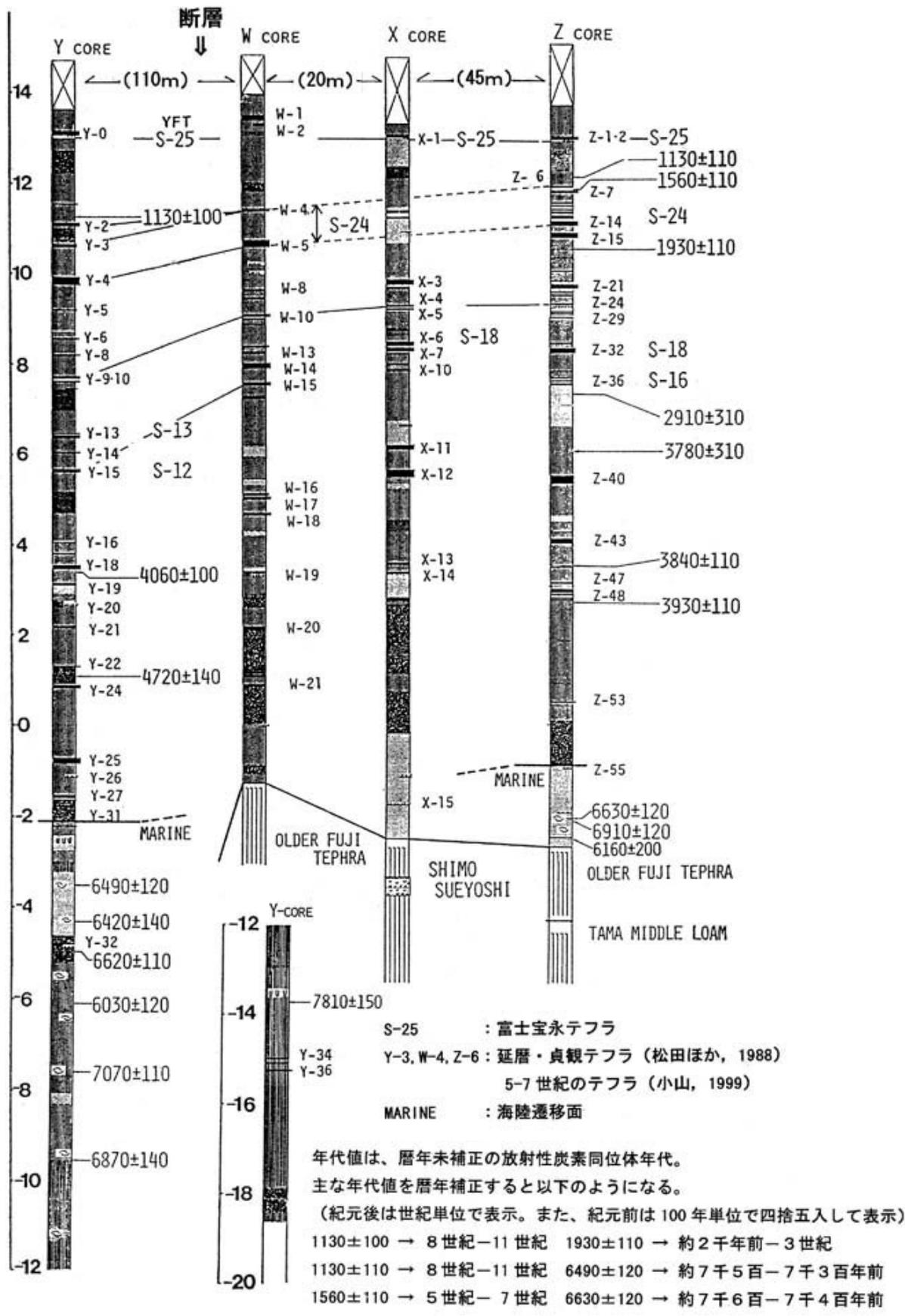


図6 赤坂地点の群列ボーリング (Y, W, X, Z孔) の層相と対比結果
 松田ほか (1988) に一部加筆

表3 伊勢原断層の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.05-0.4	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)参照。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%-0.002%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%-0.004%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%-0.01%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%-0.1%	
集積確率	ほぼ0%-0.006%	
指標(1)経過年数比	マイナス3千9百年-マイナス1千2百年 0.07-0.6	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(1999)参照。
指標(2)	0-0.003	
指標(3)	ほぼ0%-0.006%	
指標(4)	ほぼ0-0.0004	
指標(5)	0.0002-0.0003	

注12: 評価時点はすべて2004年1月1日現在。「ほぼ0%」は $10^{-3}\%$ 未満の確率値を、「ほぼ0」は 10^{-5} 未満の数値を示す。なお、計算に用いた平均活動間隔の信頼度は低い(△)ことに留意されたい。

指標(1)経過年数: 当該活断層での大地震発生の危険率(1年間あたりに発生する回数)は、最新活動(地震発生)時期からの時間の経過とともに大きくなる(BPT分布モデルを適用した場合の考え方)。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない(ポアソン過程を適用した場合の考え方)。

この指標は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。値がマイナスである場合は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。

本断層帯の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険度は、6千-4千分の1(0.0002-0.0003)であり、いつの時点でも一定である。

BPT分布モデルを適用した場合の危険率は評価時点ではほぼ0であり、時間とともに増加する。BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するには今後1千2百年から3千9百年を要する。

指標(1)比: 最新活動(地震発生)時期から評価時点までの経過時間をAとし、BPT分布モデルによる危険率がポアソン過程とした場合のそれを超えるまでの時間をBとする。前者を後者で割った値(A/B)。

指標(2): BPT分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。

指標(3): 評価時点での集積確率(前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率)。

指標(4): 評価時点以後30年以内の地震発生確率をBPT分布モデルでとりうる最大の確率の

値で割った値。

指標(5) : ポアソン過程を適用した場合の危険率（1年間あたりの地震発生回数）。

付表

地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く（◎または○）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く（▲）、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。