

平成 27 年 4 月 24 日 地震調査研究推進本部 地震調査委員会

塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯 (神縄・国府津－松田断層帯)の長期評価(第二版)

塩沢断層帯は、箱根山北西縁付近から丹沢山地の南西縁まで延びる断層帯である。平山－松田北断層帯は、箱根山北麓から丹沢山地の南縁部を経て大磯丘陵の北西縁付近まで延びる断層帯である。国府津－松田（こうづーまつだ）断層帯は、大磯丘陵の北西縁付近から西縁沿いに南下し相模湾に至る断層帯である。ここでは、平成 7－8 年度に地質調査所（現：産業技術総合研究所）、平成 13－15 年度に神奈川県、平成 19 年度に産業技術総合研究所によって行われた調査、平成 21－23 年度に行われた神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測及び平成 14－17 年度に大都市大震災軽減化特別プロジェクトの一環として実施された地下構造探査など、これまでに行なわれた調査研究成果に加え、重力異常などの検討に基づいて、これらの断層帯の諸特性を次のように評価した^{*1}。

1. 断層帯の位置及び形態

(1) 塩沢断層帯

本断層帯は、神奈川県足柄上郡山北町（あしがらかみぐんやまきたまち）から静岡県駿東郡小山町（すんとうぐんおやまちょう）、御殿場（ごてんば）市付近に至る断層帯である（図 1、図 2－1、2－2 及び表 1）。地表で認められる長さは約 10km と推定され、概ね東北東－西南西に延びる。断層の北西側が相対的に隆起する逆断層で左横ずれ成分を含むと推定される。本断層帯の南西部には、重力異常分布や反射法弾性波探査結果に基づき地下に伏在する断層が推定され、本断層帯の断層の長さは約 15km 以上の可能性がある。

(2) 平山－松田北断層帯

本断層帯は、神奈川県南足柄市から足柄上郡山北町、開成町（かいせいまち）、松田町（まつだまち）、大井町（おおいまち）にかけて分布する断層帯である（図 1、図 2－1、2－2 及び表 3）。屈曲点を境に西側では北東－南西走向に、東側では東西走向に延び、長さはそれぞれ約 9km、約 6km である。屈曲点よりも東側では、断層の北側が南側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。屈曲点より西側では、西側隆起成分を含む左横ずれ断層と考えられる。本断層帯の北側に位置し主に東西走向の断層から成るいわゆる神縄（かんなわ）断層は、これまで活断層として評価されてきたが、同断層は遅くとも 35 万年前までには活動を停止したものと判断されることから、ここでは活断層ではないものとして扱った。

^{*1} 神縄・国府津－松田断層帯は地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)により長期評価が公表されている。その後に行われた調査及び研究成果により、断層帯を構成する断層やそれらの位置・形状、周辺の地下構造、活動履歴に関する新たな知見が得られた。こうした知見に基づき、ここでは本断層帯を塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯に三分し、それぞれ評価を行った。

（３）国府津－松田断層帯

本断層帯は、神奈川県足柄上郡大井町付近から大磯丘陵の西縁に沿って延び、小田原市を経て相模湾内に至る断層帯である（注１）。海域部を含む長さは約 35km 以上と推定され、北北西－南南東方向に延びる。本断層帯は、断層の北東側が南西側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる（図 1、図 2－1、2－2 及び表 5）。また、大深度反射法弾性波探査の結果から、本断層帯はフィリピン海プレートと陸側プレートの沈み込み境界から分岐した断層であると考えられる（注 1）。

2. 断層帯の過去の活動

（１）塩沢断層帯

本断層帯の最新活動時期は不明である。平均活動間隔は 800 年程度以上の可能性もある。上下方向のずれの平均的な速度は 1 m／千年程度の可能性もある（表 1）。

（２）平山－松田北断層帯

本断層帯は、最新活動時期が約 2 千 7 百年前の可能性があり、約 2 万 1 千年前以降に 5 回の活動があったと推定される。平均活動間隔は約 4－5 千年程度の可能性がある。上下方向のずれの平均的な速度は 0.8m／千年程度以上と推定される（表 3）。

（３）国府津－松田断層帯

本断層帯は、フィリピン海プレートと陸側のプレートとの沈み込み境界で発生する地震に伴って活動してきたと推定される（注 1）。上下方向のずれの平均的な速度は、約 2－3 m／千年と推定される。また、最新活動時期は 12 世紀以後、14 世紀前半以前（西暦 1350 年以前）と考えられ、1293 年の歴史地震に対応すると推定される。断層近傍の地表面では北東側が南西側に対して相対的に 3 m 程度高まる段差や撓（たわ）みが生じたと推定される。また、平均活動間隔は約 8 百－1 千 3 百年と推定され（表 5）、これは、相模トラフの海溝型地震の数回に 1 回の割合で活動してきたことに相当する。

3. 断層帯の将来の活動

（１）塩沢断層帯

本断層帯全体が 1 つの区間として活動する場合、マグニチュード（M）6.8 程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。本断層帯の最新活動後の経過率は不明である。本断層帯で将来このような地震が発生する長期確率は、表 2 に示す通りである。今後 30 年以内に地震が発生する確率は 4 % 以下であり、確率の最大値をとると、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高いグループに属することになる（注 2、3）。

（２）平山－松田北断層帯

本断層帯全体が 1 つの区間として活動する場合、M6.8 程度の地震が発生する可能性がある。本断層帯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 4 に示す通りである。今後 30 年以内に地震が発生する確率は 0.09% から 0.6% であり、確率の最大値をとると、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、3）。

（3）国府津－松田断層帯

国府津－松田断層帯は、相模トラフで発生する海溝型地震と同時に活動すると推定される（注 1）。その際には断層近傍の地表面では、北東側が南西側に対して相対的に 3 m 程度高まる段差や撓みが生じると推定される。

4. 今後に向けて

塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯は、フィリピン海プレートの沈み込みや伊豆の衝突の影響を受けて、活動度、走向、変位の向き等が変化してきた特殊な断層帯であるため、引き続き、新たな知見を積み重ねる必要がある。

塩沢断層帯について、本断層帯南西部は断層の詳細位置が不明なため、反射法弾性波探査結果及び重力異常分布等に基づいて断層の存在を評価した。したがって、断層の存否を含めてその実体を明らかにするとともに、過去の活動履歴を明らかにする必要がある。

平山－松田北断層帯は、屈曲点を境に地下の断層構造が異なる可能性があり、同断層帯における活動範囲の信頼性は低い。箱根火山群を挟んで本断層帯の南方に位置する北伊豆断層帯との関係性についても未解明である。詳細な過去の活動履歴や平均変位速度、地下の断層面形状について、明らかにする必要がある。

国府津－松田断層帯については、反射法弾性波探査の結果に基づき、その活動がプレート境界で発生する海溝型地震に伴って生じるものとして評価した。しかし、その詳細な活動形態は不明であり、引き続き調査が必要である。また、国府津－松田断層帯に隣接する断層群についても、本断層帯との関係を明らかにする必要がある。

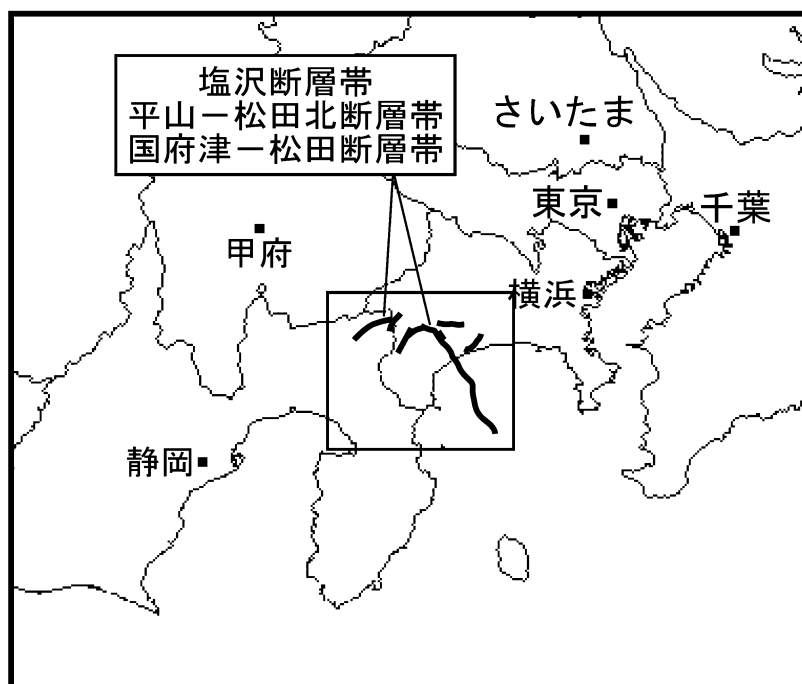


図 1 塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯の概略位置図
(長方形は図 2－2 の範囲)

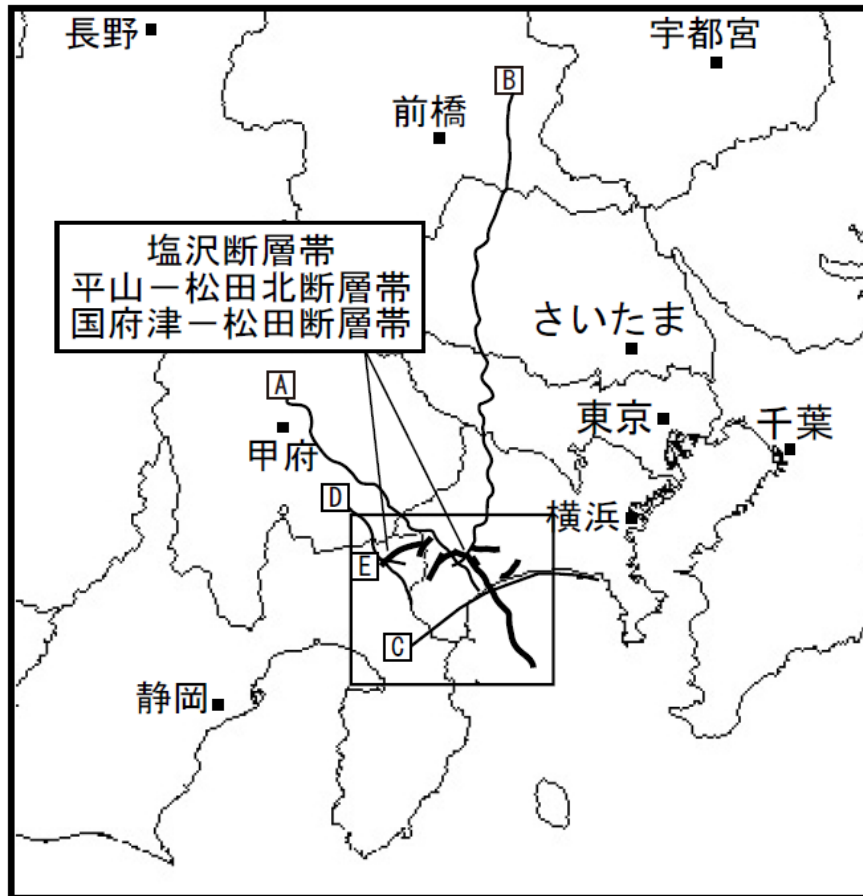


図 2－1 塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯の概略位置と大規模な地下構造探査測線（長方形は図 2－2 の範囲）

A－C：地下構造探査測線 A：文献 19、B：文献 18、C：文献 17、D：文献 23、E：文献 1

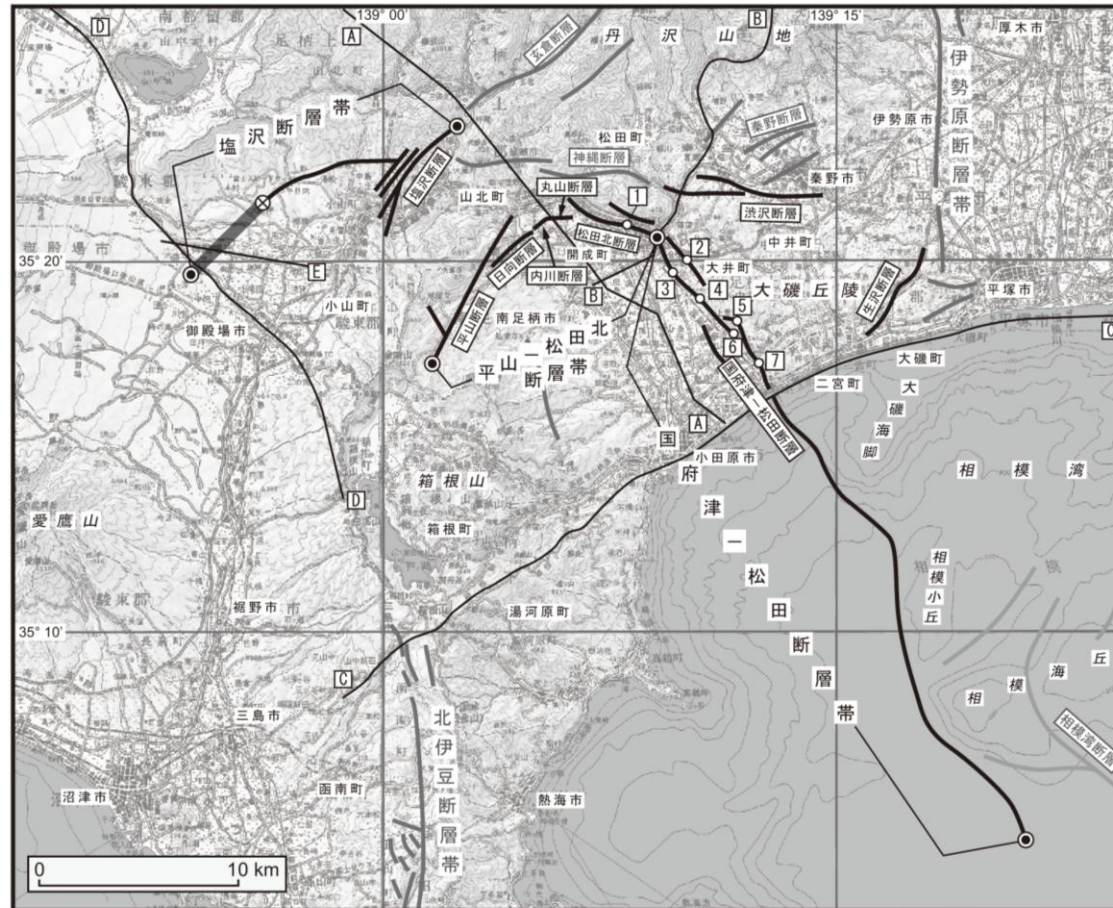


図 2-2 塩沢断層帯・平山-松田北断層帯・国府津-松田断層帯の位置と主な調査地点

1 : 松田かなん沢地点 2 : 山田地点 3 : 金子地点 4 : 上曾我地点 5 : 曾我谷津地点 6 : 曾我原地点 7 : 国府津地点

A - E : 地下構造探査測線 A : 文献 19、B : 文献 18、C : 文献 17、D : 文献 23、E : 文献 1

● : 断層群及び断層帯の端点

断層の位置は文献 10、21、25 に基づく。基図は国土地理院発行数値地図 200000「東京」「横須賀」「甲府」「静岡」を使用。

表 1 塩沢断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 4)	根 拠 (注 5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 構成する断層	塩沢断層及び南西延長部（伏在部）		文献 10 による。 神縄（かんなわ）断層は活動が終了したと判断（説明文 2 節冒頭を参照）。南西延長部（伏在部）は、反射法弾性波探査により推定。さらに南西部は重力異常等から推定。
(2) 位置・形状	地表における位置・形状 位置 （南西端）北緯 35° 21.6′ 東経 138° 56.2′ （北東端）北緯 35° 23.7′ 東経 139° 02.6′ 長さ 約 10km	○ ○ ○	文献 10、21 による。 位置及び長さは図 2-2 から計測。
	地下における断層面の位置・形状 位置 （南西端）北緯 35° 19.8′ 東経 138° 53.9′ （北東端）北緯 35° 23.7′ 東経 139° 02.6′ 長さ 約 15km 以上 上端の深さ 約 0 km（塩沢断層） 伏在部は不明 一般走向 N61° E 傾斜 北西傾斜 30° 程度	○ △ △ ○ △ △	南西端の概略位置は重力異常及び文献 1、23 の反射法弾性波探査を参考。 一般走向は、断層の南西端、北東端を直線で結んだ方向 傾斜は、文献 1、23 に示された反射法弾性波探査断面から推定。

		幅 20km 程度	△	地震発生層下端深度（フィリピン海プレート上面深度）と断層面の傾斜から推定
	(3) ずれの向きと種類	北西側隆起の逆断層 (左横ずれ成分を含む)	○	文献 1、9、10、11、24 に示された資料及び地形の特徴による。
2. 過去の活動				
	(1) 平均的なずれの速度	1 m／千年程度（上下成分）	▲	文献 3、12、23 に示された資料から推定。
	(2) 過去の活動時期	最新活動：不明		
	(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 2 m 程度（1.5m）以上（全体） 1 m 程度（0.8m）以上（上下） 平均活動間隔 800 年程度以上	△ ▲ ▲	断層の長さ、傾斜角から推定 断層の傾斜角と 1 回のずれ量、平均的なずれの速度から推定
	(4) 過去の活動区間	全体が 1 つの活動区間	△	
3. 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 全体が 1 つの活動区間 地震規模 M6.8 程度以上 ずれの量 2 m 程度以上（全体） 1 m 程度以上（上下）	△ △ △ ▲	断層の長さから推定。説明文 2.1.4(1) 参照。

表 2 塩沢断層帯の将来の地震発生確率等

項 目	将来の地震発生確率等 (注 6、7)	信頼度 (注 8)	備 考
今後30年以内の地震発生確率 今後50年以内の地震発生確率 今後100年以内の地震発生確率 今後300年以内の地震発生確率	4 % 以下 6 % 以下 10% 以下 30% 以下	d	最新活動時期が不明のため、平均活動間隔をもとにポアソン過程で推測した。

表 3 平山ー松田北断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 4)	根 拠 (注 5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 構成する断層	平山断層、日向（ひなた）断層、内川断層、丸山断層、松田山麓断層、松田北断層		文献 10、25、28 による。 神縄（かんなわ）断層は活動が終了したと判断（説明文 2 節冒頭を参照）。
(2) 位置・形状	地表における位置・形状 位置 （南西端）北緯 35° 17.2′ 東経 139° 1.7′ （屈曲点）北緯 35° 21.1′ 東経 139° 5.6′ （東端）北緯 35° 20.6′ 東経 139° 9.2′ 長さ 約 15km	○ △ ○ △	文献 10、21、25 による。 位置及び長さは図 2 から計測。 平山断層（屈曲点以西）（約 9 km）と東西走向区間（屈曲点以东）（約 6 km）の単純和
	地下における断層面の位置・形状 地表での位置・長さと同じ 上端の深さ 約 0 km 一般走向 屈曲点以西：N38° E 屈曲点以东：N80° E 傾斜 屈曲点以西：60－80° 程度西傾斜 屈曲点以东：40－50° 程度北傾斜 幅 屈曲点以西：10－15km 程度 屈曲点以东：10－15km 程度	△ ○ △ △ ○ ○ ○ ○	一般走向は、断層の南西端、北東端を直線で結んだ方向 傾斜は、文献 2 の断層露頭、文献 19 に示された反射法弾性波探査断面から推定。 地震発生層下端深度（フィリピン海プレート上面深度）と傾斜から推定

	(3) ずれの向きと種類	屈曲点以西：左横ずれ （西側隆起成分を含む） 屈曲点以东：北側隆起の逆断層	◎ ◎	文献 2、10、13、14 など示された資料及び地形の特徴による。
2. 過去の活動				
	(1) 平均的なずれの速度	0.8m／千年程度以上（上下成分）	○	文献 27 に示された資料から推定。
	(2) 過去の活動時期	最新活動：約 2 千 7 百年前	△	文献 2 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 2 m 程度（全体） 1－2 m 程度（上下） 平均活動間隔 4－5 千年程度	○ △ △	文献 2 による。 2 万 1 千年前から 2 千 7 百年前の間に 5 回の活動
	(4) 過去の活動区間	全体が 1 つの活動区間	△	断層の位置関係、形状等から推定。
3. 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 全体が 1 つの活動区間 地震規模 M6.8 程度 ずれの量 2 m 程度（全体） 1－2 m 程度（上下）	△ △ △ ▲	断層の位置関係、形状等から推定。 断層の長さから推定。説明文 2.1.4(1) 参照。

表 4 平山－松田北断層帯の将来の地震発生確率等

項 目	将来の地震発生確率等 (注 6)	信頼度 (注 8)	備 考
地震後経過率（注 9）	0.5－0.7	b	発生確率及び集積確率は文献 4 による。
今後 30 年以内の地震発生確率	0.09%－0.6%		
今後 50 年以内の地震発生確率	0.2%－1%		
今後 100 年以内の地震発生確率	0.3%－2%		
今後 300 年以内の地震発生確率	1%－8%		
集積確率（注 10）	0.6%－6%		

表5 国府津－松田断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注4)	根 拠 (注5)
1. 位置・形態			
(1) 構成する断層	国府津－松田断層 (副断層として渋沢断層、生沢断層)		文献6、10、16
(2) 位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 位置 (北西端) 北緯 35° 20.6′ 東経 139° 09.2′ (南東端) 北緯 35° 04.3′ 東経 139° 21.3′ 長さ 約 35km 以上	○ △ ○	文献6、8、10、13、14、20、21、22、23 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 約 0 km 一般走向 N31° W 傾斜 30°－50° 北東傾斜 幅 プレート境界からの分岐断層であるため評価しない(注1)	○ ◎ △ ○	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は、断層の北西端、南東端を直線で結んだ方向。 傾斜は、文献 17、19、23 に示された反射法弾性波探査断面から推定。
(3) ずれの向きと種類	北東側隆起の逆断層	◎	文献 10、13、14 による。
2. 過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	約 2－3 m／千年 (上下成分)	○	文献 15、26、28 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） 12 世紀以後、14 世紀前半以前（西暦 1350 年以前） 西暦 1293 年 活動 2（1 つ前の活動） 約 2 千 4 百年前以後、1 世紀以前 活動 3、4（2 つ前、3 つ前の活動） 約 4 千 5 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前	◎ ○ ◎ ○	文献 7、8 に示された資料から推定。
(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 3 m 程度（上下成分） 平均活動間隔 約 8 百－1 千 3 百年	○ ○	文献 7、26 に示された資料から推定。 過去 4 回の活動時期から推定。
(4) 過去の活動区間	相模トラフのプレート境界地震の震源域の分岐断層のため、本断層帯が単独で震源断層となることはないと推定される（注 1）。	○	断層の位置関係、形状等から推定。
3. 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 海溝型地震と共に活動（注 1） ずれの量 3 m 程度（上下成分）	○ ○	断層の位置関係から推定。 説明文 2.2.4 参照。 過去の活動から推定。

注 1：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2014）は、国府津－松田断層について、相模湾断層の北北西延長に位置し、フィリピン海プレート上面深さ 7～10km あたりから分岐する断層であり、分岐点から地表までの断層幅を 10km 程度と評価している。また、相模トラフ沿いの M8 クラスの地震の何回かに 1 回の割合で同時にすべっていた可能性があるとして評価している。

注 2：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なると推定される。

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3：1995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)	六甲・淡路島断層帯 主部淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」 (兵庫県)	0.02%－8%	0.06%－80%	約1.7－約3.5
1858 年飛越地震 (M7.0－7.1)	跡津川断層帯 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%－13%	ほぼ0%－ 90%より大	約1.7－約3.6
1847 年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層帯 (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0.6%程度、5千年の場合は30年確率の最大値は0.09%程度である。

注4：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、▲：かなり低い

注5：文献については、本文末尾に示す以下の文献

- 文献1：石山ほか（2012）
- 文献2：Ito et al.（1987）
- 文献3：Ito et al.（1989）
- 文献4：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）
- 文献5：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）
- 文献6：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2014）
- 文献7：神奈川県（2003）
- 文献8：神奈川県（2004）
- 文献9：狩野ほか（1988）
- 文献10：活断層研究会編（1991）
- 文献11：駒沢ほか（1987）
- 文献12：町田ほか（1975）
- 文献13：宮内ほか（2008）
- 文献14：宮内ほか（2009）
- 文献15：水野ほか（1996）
- 文献16：文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2012）
- 文献17：文部科学省研究開発局ほか（2003）
- 文献18：文部科学省研究開発局ほか（2004）
- 文献19：文部科学省研究開発局ほか（2006）
- 文献20：森ほか（2010）
- 文献21：中田・今泉編（2002）

- 文献 22:大河内 (1990)
文献 23: Sato et al. (2005)
文献 24:佐藤ほか (2012)
文献 25:徐 (1995)
文献 26:山崎 (1984)
文献 27:山崎・町田 (1981)
文献 28:山崎・水野 (1999)

注 6 : 評価時点はすべて 2015 年 1 月 1 日現在。

注 7 : 塩沢断層帯では、最新活動時期が特定できていないため、通常の活断層評価で用いている地震の発生確率が時間とともに変動するモデルにより地震発生長期確率を求めることができない。文献 5 では、このような場合にはポアソン過程（地震の発生時期に規則性を考えないモデル）を適用せざるを得ないとして、ことから、ここでは、ポアソン過程を適用して将来の地震発生確率を求めた。しかし、ポアソン過程を用いた場合、地震発生の確率はいつの時点でも同じ値となり、本来時間とともに変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。

注 8 : 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。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 9 : 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。

注 10 : 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. 塩沢断層帯・平山―松田北断層帯・国府津―松田断層帯に関するこれまでの主な調査研究

標記の断層帯を構成する各断層については、大塚（1929, 1930）によって国府津―松田断層の存在や特性が記載されて以来、多くの調査・研究が実施されている。例えば、塩沢断層及び神縄断層に関しては、津屋（1942）、松島・今永（1968）、杉村（1972）、町田ほか（1975）、星野・長谷（1977）、狩野ほか（1984, 1988）、Ito et al.（1989）など、平山断層に関しては、山崎（1971）、伊藤ほか（1982）、狩野ほか（1984）及び Ito et al.（1987）、日向（ひなた）断層については徐（1995）、松田北断層と松田山麓断層に関しては、山崎・町田（1981）、Yamazaki（1992）、山崎（1994）などにより詳細な記載が行われている。内川断層は今永（1999）、丸山断層は林ほか（2006）、中満ほか（2007）によりその存在が指摘された。

塩沢断層帯の南西延長部は、重力異常帯として（駒沢, 1987）（図 3）、また反射法弾性波探査（佐藤ほか, 2012；石山ほか, 2012）によって断層の存在が指摘された。

国府津―松田断層とその周囲の断層については、町田・森山（1968）、Kaneko（1971）、太田ほか（1982）、千葉ほか（1985）、上本・上杉（1998）などにより詳細な記載が行なわれている。

活断層研究会編（1980, 1991）は、標記の断層帯を構成する各断層を活断層として記載している。また、宮内ほか（2008, 2009）が国府津―松田断層の詳細な位置を示したほか、中田・今泉編（2002）、神奈川県（2004）によっても、空中写真判読に基づいた詳細な活断層図が出されている。また、水野ほか（1996）、神奈川県（2002）、宮内ほか（2003）、文部科学省研究開発局ほか（2003, 2004, 2006）、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2012）等によって反射法弾性波探査が実施され、地下構造や断層の有無などに関して検討が行なわれている。さらに、水野ほか（1996）、山崎（1984, 1985）、山崎・水野（1999）、神奈川県（2003, 2004）、産業技術総合研究所（2008）、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2012）によって、円山断層、松田北断層及び国府津―松田断層とその周囲の断層を対象としたボーリング調査、ピット調査、トレンチ調査が実施され、過去の活動履歴及び平均変位速度が検討されている。相模湾域に分布する断層については、大河内（1990）、泉ほか（2013）により詳細な位置が示されている。

国府津―松田断層帯南方延長部の相模湾に分布する活断層に関しては、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004, 2014）により長期評価が行われている。

2. 塩沢断層帯・平山―松田北断層帯・国府津―松田断層帯の評価結果

塩沢断層帯は、地表では神奈川県足柄上郡山北町付近から静岡県駿東（すんとう）郡小山町（おやまちょう）付近に認められる。小山町付近から御殿場市にかけての領域に推定される北東―南西走向の伏在断層と合わせ、さらに南西方向に延び、長さ約 15km 以上の可能性がある。平山―松田北断層帯は、箱根外輪山の北縁である神奈川県南足柄市から足柄上郡山北町にかけて概ね北東―南西方向に延び、山北町で屈曲して、開成町、松田町、大井町にかけて東西方向に延びる。断層の長さは約 15km 程度の可能性がある。国府津―松田断層帯は、神奈川県足柄上郡大井町から小田原市国府津を経て相模湾内に至る断層帯である。長さは約 35km 又はそれ以上と推定され、北北西―南南東方向に延びる。

標記の断層帯は、相模トラフにおけるフィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界付近及びその陸域延長部に位置する。このうち、国府津―松田断層は、平成 14―17 年度に大都市大震災軽減化特別プロジェクトの一環として実施された地下構造探査及び平成 21―23 年度に行われた

神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2012）により、沈み込むフィリピン海プレートから分岐した断層であることが明らかにされた。一方、国府津－松田断層に北接する松田北断層は、反射法弾性波探査（文部科学省研究開発局ほか，2004；神奈川県，2002）の再処理断面その他の地殻構造探査結果及び断層の走向や変位速度等の総合的な解釈により、国府津－松田断層のような分岐断層ではないと判断された（東京大学地震研究所ほか，2012）。これらのことから、ここでは、松田（1990）の定義によりこれまで神縄・国府津－松田断層帯として一括されていた断層を、プレート境界からの分岐断層である国府津－松田断層帯と、それ以外の断層とに分けて評価した。

国府津－松田断層及び松田北断層の北側には、神縄断層が東西方向に延び、西方の塩沢断層までを繋いでいる（図4）。神縄断層は第一版（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009）の標題ともなっている断層だが、第二版では、次の理由により神縄断層を評価対象外とした。

神縄断層は、もともと、丹沢層群とそれに貫入するトーナル岩からなる丹沢ブロックと、海溝充填堆積物からなる足柄層群との境界をなすひと続きの断層として認識されてきた。しかし、1980年代後半になると、神縄断層は、大局的には東西走向で北傾斜の逆断層（ここでは簡単のために「東西断層」とする）、それを東部において切断する中津川断層系（北西－南東走向・高角の右横ずれ断層）、及び、西部において切断する塩沢断層系（北東－南西走向・高角の左横ずれ断層）からなる複合断層系として認識されるようになった（図5）。そして、中津川断層系は雑色層の堆積中（39～35万年前）に「東西断層」を切断しているが、下庭層～藤沢層堆積時（35～27万年前）には活動を停止している。一方、塩沢断層系はPm1を含む駿河礫層ならびに新期ローム層の堆積中（～1万年前）に「東西断層」を切断している。従って、「東西断層」が東部から西部まで当初は一体として活動していたとするならば、これらの横ずれ断層系によって切断される「東西断層」の活動時期は、遅くとも35万年前以前となる。仮に一体ではないとしても、西部においては、この「東西断層」は足柄層群の上位に重なる50万年前以降の地層を切断していないことから、おそらく50万年前までには活動を停止したものと判断されている。なお、断層の長さが400m以下ではあるが、西部には「東西断層」を切断する東西走向・高角右横ずれ断層（KR）が5条存在する（図5下）。しかし、これらはいずれも塩沢断層系によって切断されている。つまり、複合断層系としての神縄断層は、全体が活断層なのではなく、現在はその一部である塩沢断層系のみが活動的となっている（注11）。以上のことから、ここでは「東西断層」としてのいわゆる神縄断層を評価対象外とし、国府津－松田断層帯以外の断層帯については、それを構成する断層の位置関係から塩沢断層帯と平山－松田北断層帯とに区分した。

平山断層、渋沢断層、生沢（いくさわ）断層は、単独では断層長が短いこと等からこれまで評価対象とされていなかった。しかし、平山断層は、日向断層、内川断層、丸山断層、松田北断層等と連続することから、ここではこれらを合わせて平山－松田北断層帯として評価した。また、渋沢断層、生沢断層は、その位置関係及び大磯丘陵を隆起させる運動方向（それぞれ南側隆起、北側隆起）から国府津－松田断層帯と密接な関係があることが推定されるため、国府津－松田断層帯として評価した。一方、渋沢断層に近接する秦野断層、生沢断層に近接する小向断層及び千畳敷断層群については、運動方向が異なることから、評価対象とはしなかった。また、塩沢断層帯の北東延長に位置する玄倉断層は、活動度や確実度が低いことから、塩沢断層帯に含めなかった（図4）。

2. 1 塩沢断層帯・平山－松田北断層帯

2. 1. 1 断層帯の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

塩沢断層帯は、塩沢断層及びその南西延長の伏在部から成る。平山－松田北断層帯は、平山断層、日向断層、内川断層、丸山断層、松田山麓断層、松田北断層から成る。各断層の名称は活断層研究会編（1991）、徐（1995）、中満ほか（2007）に基づいた。

(2) 断層の位置・形状

塩沢断層帯及び平山－松田北断層帯を構成する断層の位置・形態については、Kaneko(1964)、Ito et al. (1987)、狩野ほか（1988）、Ito et al. (1989)、活断層研究会編（1991）、宮内ほか（2008, 2009）、中田・今泉編（2002）、神奈川県（2004）などに示されている。日向断層は徐（1995）、内川断層及び丸山断層は中満ほか（2007）などによって示されている。ここでは、断層群を構成する各断層の位置・形態は主に活断層研究会編（1991）、中田・今泉編（2002）、徐（1995）、林ほか（2006）等を参考にして断層位置を示した（図2－1、2－2）。伏在部における断層の詳細な位置は不明であるが、重力異常（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2004）（図3）及び反射法弾性波探査結果（石山ほか，2012；佐藤ほか，2012）を参考として、概略位置を示した（図4）。

a) 塩沢断層帯

塩沢断層帯は塩沢断層とその南西延長の伏在部から成る。塩沢断層は、神奈川県足柄上郡山北町中部付近（神縄）から足柄山地北西部にかけて北東－南西方向に伸びる複数の断層と、神縄付近を東端とし小山町柳島付近に至る概ね東西走向の断層から成る。伏在部は、反射法弾性波探査結果からその存在が示唆される断層帯である。佐藤ほか（2012）、石山ほか（2012）の反射法弾性波探査によれば、少なくとも上部更新統を変位させる衝上断層が認められる。伏在部の延長には重力異常（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2004；駒沢，1987）が自然につながり（図3）、断層がその延長に存在することを示唆する（Ito et al., 1989）。ただし、延長部の長さは不明である。本断層帯の北東端と南西端を結んだ一般走向はN61° Eの可能性ある（図2）。断層の長さは地表で認められる部分は約10kmと推定され、伏在部を合わせると約15kmあるいはそれ以上の可能性がある。

b) 平山－松田北断層帯

平山－松田北断層帯は、箱根山北麓から神奈川県足柄上郡山北町平山に至る北東－南西走向の平山断層（屈曲点以西）と、平山断層の北東端付近の南足柄市内山付近から足柄上郡松田町に至る概ね東西走向（屈曲点以東）の内川断層、日向断層、丸山断層、松田山麓断層、松田北断層から成る。

本断層帯の断層走向は、箱根山北縁から足柄平野北西端までの平山断層と平山断層以東の断層とで異なる。平山断層の走向はN38° Eの可能性ある（図2－2）。平山断層以東の断層群の走向はN80° Eである。断層の長さは、平山断層（屈曲点以西）は約9km、東西走向の断層群（屈曲点以東）は約6kmである。

（３）断層の変位の向き（ずれの向き）（注 12）

a) 塩沢断層帯

狩野ほか（1988）は塩沢断層の露頭解析を行い、塩沢断層は 100 万年前以降、複雑な活動を繰り返してきたが、最も新規の活動は北東－南西走向の断層に見受けられ、前者の運動方向は左横滑りを示す北西側隆起の逆断層であることを報告した。

伏在部のずれの向きに関する直接的な資料は得られていない。ただし、石山ほか（2012）の反射法弾性波探査断面及び駒沢（1987）の断層走向に基づくと、北西側が隆起する逆断層である可能性がある。

塩沢断層帯の走向は概ね東北東－西南西方向であることから、本断層帯の断層のずれの向きは左横ずれ成分を含む北西側隆起の逆断層と推定される。

b) 平山－松田北断層帯

本断層帯を構成する断層のうち、平山断層は、活断層研究会編（1991）や宮内ほか（2008, 2009）などによると、全体に西側隆起の断層崖が発達する。また、Ito et al.（1987）は平山断層の露頭観察では左横ずれ成分と上下成分のずれ量の比が 1 : 1 であることを報告している。したがって、屈曲点以西の平山断層は西側隆起成分を含む左横ずれ断層であると考えられる。一方、本断層帯のうち屈曲点以东の内川断層から松田北断層にかけては、北側隆起の地質・地形分布を示すことから、北側隆起の逆断層であると考えられる。

2. 1. 2 断層面の地下形状

（１）断層面の傾斜

a) 塩沢断層帯

狩野ほか（1988）は塩沢断層の露頭観察により、左横ずれ断層では高角北西傾斜と報告しているが、深部の断層面形状は不明である。一方、伏在部では、反射法弾性波探査（石山ほか, 2012 ; 佐藤ほか, 2012）により深さ深さ 5 km 程度まで北西傾斜 20° から 30° 程度の断層面がイメージングされている。

これらのことから、塩沢断層の深部では北西傾斜 30° 程度の可能性がある。

b) 平山－松田北断層帯

平山断層（屈曲点以西）の断層露頭では断層面は 60－80° で北西に傾斜している（Ito et al., 1987）。一方、屈曲点以东で実施された反射法弾性波探査（文部科学省研究開発局ほか, 2006）では、傾斜角 40－50° 程度で北傾斜する断層が認められた。

木村ほか（2005）は松田北断層の中央部にて浅層反射法弾性波探査を行い、深度 0.3km 以浅に、酒匂（さかわ）川の右岸付近に達する 18° 北傾斜の断層を認めた。

したがって、屈曲点以东の断層面は 40－50° 程度の北傾斜と推定される。屈曲点以西の断層面は 60－80° 程度の西傾斜と推定される。

（２）断層面の幅

a) 塩沢断層帯

塩沢断層では断層露頭や変位地形が認められることから、断層面は地表に達していると推定さ

れる。断層面の下端の深さについては、この付近におけるフィリピン海プレートの上面深度から、10km 程度である可能性がある。断層面の傾斜は 30° 程度の可能性があることから、幅は 20km 程度の可能性がある。

b) 平山－松田北断層帯

平山－松田北断層帯では、断層露頭や変位地形が認められることから、断層面は地表に達していると推定される。断層面の下端の深さについては、この付近におけるフィリピン海プレートの上面深度から、10km 程度である可能性がある。断層面の幅は、平山断層（屈曲点以西）は傾斜 $60-80^{\circ}$ 、屈曲点以东は傾斜 $40-50^{\circ}$ 程度であることから、いずれも 10－15km 程度と推定される。

(3) 断層面の長さ

a) 塩沢断層帯

塩沢断層帯の伏在部を合わせた長さは約 15km 以上となる。

b) 平山－松田北断層帯

平山－松田北断層帯を構成する平山断層の南方には、箱根山を挟んで、南北走向の北伊豆断層帯が分布する。しかし、両者の関係は明らかでなく、箱根山を縦断する南北走向の断層が存在する証拠はない。ここでは、平山断層の地下の断層面の南端は、地表で断層が認められる南端とした。

本断層帯の東西走向部（屈曲点以东）の西端は平山断層で限られ、東端は国府津－松田断層帯及び渋沢断層で限られる。したがって、東西走向部（屈曲点以东）の地下の断層面の長さは、地表で断層が認められる長さとも一致すると考えられる。

以上のことから、本断層帯の地下の断層面の長さは、地表で断層が認められる長さとも一致する可能性がある。

2. 1. 3 過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注 12）

a) 塩沢断層帯

本断層帯について、町田ほか（1975）は、約 8 万年前の駿河礫層が上下に 90m 以上変位していると指摘している。これより、平均上下変位速度として約 1.2m／千年以上という値が得られる。Ito et al.（1989）は、塩沢断層系の Ks 断層の上下変位速度を 1.5m／千年、断層面方向の変位速度を 2 m／千年と報告した。

伏在部に関して、佐藤ほか（2012）は、陸上噴出を示す高温酸化を受けた箱根火山噴出物（約 65 万年前）の基底が乙女峠のボーリングにて海拔高度－693m で確認されたことから、火山西麓が構造的に低下していて、長期的には 1 m／千年程度の沈降速度が見込まれることを指摘した。さらに、箱根－富士吉田測線の反射法弾性波探査結果と合わせ、この沈降運動が本伏在断層の活動によるものであるとした。

以上のことから、塩沢断層帯の平均上下変位速度は 1 m／千年程度である可能性もある。

b) 平山－松田北断層帯

本断層帯では、箱根東京軽石層（約6万5千－6万年前：注13）が50m以上変位している（山崎・町田，1981）。よって、平均上下変位速度は0.8m／千年程度以上と推定される。

なお、明田川ほか（2012）、萬年ほか（2005）は、段丘面の編年と対比を行い、内川断層及び日向断層の上下変位速度を推定しているが、対比が不確実なことや、上下変位速度の値に河川による下刻速度も含まれることから、ここでは取り上げない。

（2）活動時期

a）塩沢断層帯

本断層帯では、過去の活動履歴に関する情報は得られていない。本断層帯の最新活動時期は不明である。

b）平山－松田北断層帯

松田北断層の松田町松田かなん沢地点では、神奈川県（2004）により、ボーリング調査が実施されている。ここでは推定断層を挟む30mの断層帯において、Y133 スコリア（約1万7千年前）の直上の赤色スコリア（Y139）と、それらのスコリアを挟むローム層の基底がともに上下に約6.5m変位している。これに対して、上位のB2層（腐植質シルト層と砂質シルト層の互層：約2千2百－2千5百年前の¹⁴C年代値を示す）には変位が認められない可能性も指摘されている。ただし、調査地点付近には複数の断層が並走していることから、本地点でB2層に変位が認められないことをもってB2層堆積後の松田北断層の活動が無いとはいえない。これらのことから、松田北断層の最新活動は約1万7千年前以後であると考えられる。

平山断層の過去の活動時期については、Ito et al.（1987）は矢倉沢の断層露頭の分析に基づいて、約2万1千年前以後、約1万年前までの間に4回及び約2千7百年前に1回の計5回の活動を指摘した。露頭最上部を覆う御殿場泥流堆積物（約2千6百年前）は変位していない。

内川断層、丸山断層では、御殿場泥流流下後の変位は確認されていない。

以上のことから、本断層帯の最新活動時期は約2千7百年前であった可能性がある。

（3）1回の変位量（ずれの量）（注12）

a）塩沢断層帯

本断層帯の活動1回あたりのずれ量を直接的に示すデータは得られていない。

本断層帯は長さが約15km以上の可能性があることから、松田ほか（1980）の経験式（1）を用いると、1回の活動に伴う変位量は2m程度（1.5m）以上と求められる。ここで用いた経験式は松田ほか（1980）による次の式である。Lは断層の長さ（km）、Dは1回の活動に伴う変位量（m）である。

$$D = 0.1L \quad (1)$$

以上のことから、本断層帯の1回のずれ量（全体）は2m程度以上の可能性がある。断層面の傾斜は30°程度である可能性があることから、上下方向のずれ量は1m程度（0.8m）以上の可能性もある。

b）平山－松田北断層帯

本断層帯のうち、平山断層の断層露頭を調べた Ito et al. (1987) では、5 回の断層活動による累積上下変位量が約 8 m とされている。それぞれの活動時の上下変位量にはばらつきがあるが、平均すると 1 回あたり 1 – 2 m 程度 (1.6 m) の上下変位量となる。なお、平山断層における左横ずれ量と上下変位量の比は 1 程度と推定されている (Ito et al., 1987) こと、断層面の傾斜は高角 (60–80°) であることを考慮すると、1 回あたりのずれ量は 2 m 程度となる。

本断層帯のうち屈曲点以東では、活動 1 回あたりのずれ量を直接的に示すデータは得られていない。

以上のことから、本断層帯の 1 回のずれの量は 2 m 程度 (全体) と推定され、上下成分は 1 – 2 m 程度の可能性がある。

(4) 平均活動間隔

a) 塩沢断層帯

2. 1. 3 (1)、(3) で推定された上下方向の平均変位速度及び一回あたりのずれの量を用いると、平均活動間隔は 800 年程度以上と算出される。

このことから、平均活動間隔は 800 年程度以上の可能性もある。

b) 平山–松田北断層帯

平山断層の断層露頭からは、2 万 1 千年前以後、約 2 千 7 百年前までに 5 回の活動が認められている (Ito et al., 1987)。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は 4 – 5 千年程度の可能性があると判断する。

(5) 活動区間

a) 塩沢断層帯

本断層帯の過去の活動範囲に関する情報は得られていない。伏在部の断層の連続性については不明であるが、本断層帯を構成する断層はほぼ連続的に分布することから、全体が 1 つの区間として活動する可能性がある。

b) 平山–松田北断層帯

平山–松田北断層帯の過去の活動範囲に関する情報は得られていない。本断層帯を構成する断層は、北北東–南南西走向の平山断層 (屈曲点以西) と東西走向との断層群 (屈曲点以東) とで、走向、断層傾斜に違いがあるものの、両者はほぼ連続して分布し、さらに両者とも南北圧縮の応力場で活動すると考えられることから、全体が 1 つの区間として活動する可能性がある。

(6) 歴史時代の活動

塩沢断層帯・平山–松田北断層帯付近では、神奈川県西部から山梨県東部にかけてのプレート内やプレート境界に発生する地震活動が活発であり、深部で発生した可能性がある M5–6 の被害地震が多数知られている。歴史地震のカタログでもこの断層帯付近には多数の被害地震があるが、近世以降の M7 程度以上の地震でこれらの断層帯と関連する可能性があるものは、1782 年のいわゆる天明小田原地震である。しかし、この地震は、やや深い地震と推定されることから (地震予知総合研究振興会, 2005)、ここでは、本断層帯の活動ではないと評価した。1648 年慶安小田原

の地震はM7.0（宇佐美，2013）とされているが、1782 年同様、やや深い地震である（地震予知総合研究振興会，2005）可能性があり、その場合はM6 程度の規模となり、本断層帯の活動である可能性は極めて低い。

富士山付近には 1707 年宝永地震の翌朝や、宝永噴火前に地震が発生したことがわかっているが、本断層帯との関係は不明である。

以上のように、本断層の活動に関して、史料からは情報が得られていない。しかしながら、本断層帯の周辺には 20–30km の深さにM5–6 を越えるようなプレートの沈み込みに起因する地震がたびたび発生していることから、活断層に限らず中規模以上の地震の発生に対して常に注意する必要がある。

（7）測地観測結果

塩沢断層帯・平山–松田北断層帯とその周辺における 2004 年からの 6 年間の GNSS 連続観測結果では、火山活動の影響と考えられる北東–南西方向の伸びが見られる（図 6–1）。本断層帯の東部では、北西–南東方向の縮みが見られる。一方、1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、北北西–南南東から北西–南東方向の縮みが見られる。本断層帯の東部では、1923 年大正関東地震の影響と見られる西北西–東南東方向の大きな伸びが顕著である（図 6–2）。

（8）地震観測結果

最近約 13 年間の地震観測結果によれば、塩沢断層帯・平山–松田北断層帯の地震発生層の深さの下限は、本断層帯付近におけるフィリピン海プレート上面の深さに基づくと、10km 程度と推定される（図 7–1、7–2）。なお、本断層帯付近ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が、約 10km から約 25km にかけて分布しており、これらの地震の発震機構解の圧力軸は概ね北西–南東方向（図 7–3）で、フィリピン海プレートの進行方向とほぼ一致する。

なお、本断層帯付近では、1923 年に関東地震（M7.9）がフィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生した。

2. 1. 4 将来の活動

（1）活動断層帯及び活動時の地震の規模

塩沢断層帯全体が 1 つの活動区間として同時に活動する場合、長さが約 15km 以上の可能性があることから、経験式（2）により地震の規模を求めると、M6.8 程度以上の地震が発生する可能性がある。

用いた経験式は次の式である（松田，1975）。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である。

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6 \quad (2)$$

その際には、経験式（1）に基づくと、全体で 2 m 程度以上のずれが生じる可能性がある。断層近傍の地表面では、北西側が南東側に対して相対的に 1 m 程度以上高まる段差や撓みが生じる可能性もある。

平山–松田北断層帯の北東–南西走向部（屈曲点以西）と東西走向部（屈曲点以東）の断層長

を単純に足し合わせると約 15km となる。この場合、経験式 (2) により地震の規模を求めると、M6.8 程度の地震が発生する可能性がある。

平山－松田北断層帯の過去の 1 回のずれ量 (2. 1. 3 (3)) に基づくと、その際には、全体で 2 m 程度のずれが生じる可能性がある。断層近傍の地表面では、1－2 m 程度の段差や撓みが生じる可能性もある。

(2) 地震発生の可能性

a) 塩沢断層帯

塩沢断層帯で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。

塩沢断層帯は、最新活動時期が不明であることから、地震後経過率は不明である。平均活動間隔は 800 年程度以上の可能性もあることから、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 (ポアソン過程を適用したモデル) 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 4 % 以下、6 % 以下、10 % 以下、30 % 以下となる。

b) 平山－松田北断層帯

平山－松田北断層帯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 4 に示すとおりである。

平山－松田北断層帯は、平均活動間隔が 4－5 千年程度、最新活動時期が約 2 千 7 百年前の可能性があることから、平均活動間隔に対する現在までにおける地震後経過率は 0.5－0.7 となる。また、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 0.09 %－0.6 %、0.2 %－1 %、0.3 %－2 %、1 %－8 % となる。また、現在までの集積確率は 0.6 %－6 % となる。表 6 にこれらの確率値の参考指標 (地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 1999) を示す。

2. 2 国府津－松田断層帯

2. 2. 1 断層群の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

本断層帯は、大磯丘陵の北西端から神奈川県小田原市の相模湾岸及び相模湾内に至る断層帯であり、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界からの分岐断層であると推定される (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012 ; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014) (注 1)。この断層帯は、陸上では、南西側の足柄平野と北東側の大磯丘陵等との地形境界となっている。海域では、足柄平野の海域延長である足柄海底谷 (大河内, 1990) と、大磯海脚 (中村・島崎, 1981) の間を抜けて、相模小丘の西縁を通り、相模海丘の西縁に延びる。長期的には、大磯丘陵及び大磯海脚を相対的に隆起させてきた逆断層帯である (図 8、9)。本断層帯は主に国府津－松田断層で構成される (注 1)。

本断層帯を構成する断層のうち陸上部の断層の位置・形態については、活断層研究会編 (1991)、宮内ほか (2008, 2009)、中田・今泉編 (2002)、神奈川県 (2004) などに示されており、互いにほぼ一致する。海域部の断層の位置・形態については、大河内 (1990)、活断層研究会編 (1991)、森ほか (2010)、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2012)、泉ほか (2013)、地震調査

研究推進本部地震調査委員会（2014）などに示されている。ここでは、断層帯を構成する各断層の位置・形態は主に大河内（1990）、活断層研究会編（1991）に基づき示した。国府津－松田断層及びそれ以外の各断層の名称は活断層研究会編（1991）に基づいた。

なお、大磯丘陵の北縁には大磯丘陵を隆起させる東西走向の渋沢断層が神奈川県秦野市に分布し、その西端は国府津－松田断層の北端と近接する。また、本断層帯海域部に斜交する北東－南西走向の二宮海底谷と連続するように、陸上部には、神奈川県平塚市、中郡大磯町及び二宮町にかけて生沢断層が分布する。これらは、いずれも大磯丘陵を隆起させる断層であり、国府津－松田断層と密接に関係すると考えられることから、国府津－松田断層帯の副断層としてこれに含める。

（２）断層の位置・形状

相模湾には、国府津－松田断層から相模トラフに沿ってプレートの沈み込みに伴う断層が連続し、すべてを一連の断層と見ることもできる（図 9）。実際、国府津－松田断層と相模湾断層の境界、及び、相模湾断層の南東端は必ずしも明確ではない。ここでは、大河内（1990）、佐藤ほか（2012）に基づき、国府津－松田断層の南東端を相模海丘の南方付近に設定した。

本断層帯の長さは、陸域の北北西端と海域の南南東端を結ぶと約 35km となる（図 2－2）。ただし、断層は覆瓦構造状に分岐し、やや東方向に向かって相模海丘南東麓から南南東に延びる相模湾断層につながる可能性（佐藤ほか，2012）や南方の真鶴海丘に向かって延びる可能性（大河内，1990）も指摘されていること等から、断層の長さは約 35km 以上と推定される。断層の北北西端、南南東端を直線で結んだ一般走向は $N31^{\circ} W$ の可能性がある。

なお、国府津－松田断層帯のうち、渋沢断層、生沢断層など東西走向の断層群は、覆瓦構造（山崎、1993 など）を担うもので、相模トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みのうち横ずれ成分を解消するものである可能性がある。ここでは暫定的にこれらを副断層であるとみなし、断層面の形状等は評価しない。

（３）断層の変位の向き（ずれの向き）（注 12）

本断層帯は、活断層研究会編（1991）や宮内ほか（2008，2009）などによると、全体に北－北東側隆起の断層崖が発達することから、断層の北東側が南西側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。

なお、国府津－松田断層中部の神奈川県小田原市曾我谷津（そがやつ）付近では、複数の小河川が右横ずれ変位を被ることが報告されている（宮内ほか，2009；中田・今泉編，2002）。本断層付近におけるフィリピン海プレートの運動方向は $N40^{\circ} W$ で本断層帯の走向とほぼ平行であり、右横ずれ成分が期待されることと整合的である。

2. 2. 2 断層面の地下形状

（１）断層面の傾斜

断層面は、反射法弾性波探査の結果（文部科学省研究開発局ほか，2003，2006；Sato et al.，2005）及びフィリピン海プレートの上層深さから、深さ 7－10km 程度でフィリピン海プレート上面に収束すると推定される。断層面の傾斜は、プレート上面からの分岐部分では $30-50^{\circ}$ 北東傾斜と推定される（図 10、11）。

（２）断層面の幅

断層露頭や変位地形が認められることから、断層面は地表に到達していると考えられる。なお、プレート境界からの分岐断層と推定されるため、断層の深部延長はプレート境界の海溝型地震の震源域に収束する。このため、国府津－松田断層帯としては、断層面の幅は評価しない（注１）。

（３）断層面の長さ

本断層帯に対応する地下の断層の長さは、地表及び海底で認められる断層長さと一致すると推定される。ただし、これは分岐断層としての断層の評価であり、震源断層としての断層の長さではないことに注意が必要である。

2. 2. 3 過去の活動

（１）平均変位速度（平均的なずれの速度）（注 12）

国府津－大磯間の相模湾沿岸には、縄文海進以降の地震に伴う隆起によって形成されたと考えられる３段の海成段丘の存在が指摘されている（米倉ほか，1968；遠藤ほか，1979；熊木・市川，1981；太田ほか，1982）。この段丘を構成する海成層のうち、鬼界アカホヤ火山灰層（約 7 千 3 百年前：注 13）に対比される層準は国府津－松田断層を挟んで約 22m 上下変位している（山崎，1984）。このことに基づくと、平均上下変位速度は約 3 m／千年と推定される。

国府津－松田断層を対象としたボーリング調査が 11 地点で実施され、さらに既存ボーリング資料や地表踏査結果を含めた検討が実施されている（水野ほか，1996；山崎・水野，1999）。その結果、断層の両側で箱根新期火砕流堆積物とその直下の箱根東京軽石層（約 6 万 5 千－6 万年前：注 13）に 90－140m の高度差が検出された。これより、平均上下変位速度は約 1.4－2.3 m／千年と推定される。

国府津－松田断層の両側に分布する三崎段丘海面海進堆積物（約 8 万 4 千－8 万年前：町田・新井，2003）には 135m の高度差が存在するとの指摘があり（山崎ほか，1982；山崎，1984）、このことに基づくと、平均上下変位速度は約 1.6－1.7 m／千年と推定される。

産業技術総合研究所（2008）は、曽我原地点でボーリング調査を実施し、4f 層及び 4e 層（約 2 万 3 千－2 万 1 千年前の ^{14}C 年代値（注 14）を示す）に約 11m の高度差が認められることから、平均上下変位速度を 0.5 m／千年以上と推定している。また、既存ボーリングとの対比により、箱根小原台テフラ（Hk-OP）（約 8 万 5 千－8 万年前：注 13）の上面に 39.4m の高度差が認められ、箱根東京軽石層（Hk-TP：降下軽石，Hk-T（pf1）：火砕流堆積物）（約 6 万 5 千－6 万年前：注 13）の上面に 36.5m の高度差が認められることから、平均上下変位速度を 0.5－0.6 m／千年と推定している。

以上のことから、本断層帯の平均上下変位速度は約 2－3 m／千年と推定される。

（２）活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

本断層帯の過去の活動は、国府津－松田断層中部の小田原市曽我原地区で掘削された 2 つのトレンチ（神奈川県，2003，2004）で明瞭な断層変位として認められた。さらに国府津－松田断層の各地で実施されたトレンチ調査（水野ほか，1996；山崎・水野，1999 など）においても、断層の活動や、地割れ・地すべりの発生が認められている。

・曾我原地点（第1トレンチ）

小田原市の曾我原第1トレンチでは、2条の低角逆断層が確認された（神奈川県，2003：図12）。

ア）活動1

断層は、C層（砂礫混じりシルト層）までを切り、C-D層（砂礫混じり腐植土）あるいはその上位のB1層（腐植火山灰質シルト層）に覆われている。C層上部は9世紀後半－10世紀の遺物を包含し、この中には平安時代末以降（12世紀以降）に作られた陶器が含まれる。またB1層からは13世紀中葉から14世紀前葉の白磁皿が出土した。したがって、最新活動は、12世紀以後14世紀前半以前（西暦1350年以前）と考えられる（注15）。

イ）活動2

神奈川県（2003）は、約2千8百－2千6百年前の ^{14}C 年代値（注14）を示すH層下部（H2相）の上下変位量が3.3mであり、これが最新活動によると仮定できる現地表面の高度差（1.6m）のほぼ2倍であること、さらにC層及びD層（火山灰質シルト：1－2世紀の ^{14}C 年代値を示す）が断層の下盤側にのみ分布し、その堆積には断層活動による地変が必要と考えられるとして、H2相堆積より後、D層堆積より前の約2千8百年前後、2世紀以前に1つ前の活動があったとしている。この断層活動層準の上限は必ずしも明瞭ではないが、ここでは少なくともH2相堆積より後の約2千8百年前後に1つ前の断層活動があった可能性があると判断する。

・曾我原地点（第2トレンチ）

曾我原地点第1トレンチの東側で掘削された曾我原第2トレンチにおいても、低角逆断層群が確認されている（神奈川県，2004：図13）。

ア）活動1

断層群のうち最も下盤側に分布する断層（fe-4-2断層：東側壁面，fw-4断層：西側壁面）は、少なくともc層（腐植質シルト層）の中部までを切っている。断層に切られるc層からは4－6世紀の ^{14}C 年代値が得られており、これ以後に最新活動があったと考えられる。

イ）活動2

トレンチの東側壁面では、f層（湯船第2スコリアを挟む火山灰質シルト層）を切り、c層に覆われる断層群が認められる。c層からは、最も古い年代として約2千2百年前－1世紀の ^{14}C 年代値が得られている。また、湯船第2スコリアの年代は、宮地・鈴木（1986）によればその直下の泥炭が $2230 \pm 110\text{yBP}$ の ^{14}C 年代値を示すことから、約2千4百年前後と考えられる。したがって、この1つ前の活動時期は約2千4百年前後、1世紀以前と考えられる。

ウ）活動3、4

トレンチの東側壁面では、fe-3断層によるg層（腐植質火山灰質シルト層）基底の変位量が0.6－0.7mであるのに対して、下位の1層（砂礫層）上限の変位量は1.0－1.4mと有意に大きい。したがって、1層堆積より後、g層堆積より前に断層活動があったと考えられる（活動3）。さらに、トレンチの東側壁面において、fe-4断層はj層（砂礫まじりシルト層）の中下部を大きく変位させているが、上位のi2層（砂礫層）の基底には変位を与えていない。したがって、j層中部堆積より後、i2層堆積前にも上述の断層活動とは別の活動があったと考えられる（活動4）。ただし、j層とi2層からは評価に用いることのできる ^{14}C 年代値が得られていないことから、活動3と活動4の時期は、これらの活動層準より上位のg層から得られた最も古い ^{14}C 年代値（約

2千8百－2千6百年前：東側壁面）と活動層準の下位の1層から得られた最も新しい¹⁴C年代値（約4千5百－4千2百年前）を基に、約4千5百年前以後、約2千6百年前以前であったとしか限定できない。

なお、神奈川県（2004）は、i2層の上限の変位量がg層の変位量より有意に大きいとして、i2層堆積より後、g層堆積より前に断層活動が生じた可能性があるとしている。ただし、ここでは、g層と1層間に認められる砂礫層－礫混じりシルト層（h, i1, i2, j層）については、層相が同様であるため、断層を挟んで精度良く対比するのは困難であると判断し、確実に変位量に差が認められる層準間（1層－g層間）に断層活動を推定した。また、神奈川県（2004）は、活動4の上限を断層上盤側のi1層から得られた¹⁴C年代値で限定しているが、上述のように、断層を挟んで下盤側でi1層と対応する層準が不明であるため、i1層から得られた¹⁴C年代値は評価には用いなかった。

以上のことから、本断層帯では、最新活動が12世紀以後、14世紀前半以前（西暦1350年以前）、1つ前の活動が約2千4百年前以後、1世紀以前に生じたと考えられる。また、2つ前及び3つ前の活動は、約4千5百年前以後、約2千6百年前以前に生じたと推定される。

さらに、国府津－松田断層を対象としたトレンチ調査（水野ほか，1996；水野・山崎，1997；山崎・水野，1999）やボーリング調査の結果（山崎・水野，1999）などから、複数の層準で逆断層の活動や、地割れの発生などが認められている。

曾我谷津地点：小田原市の曾我谷津地点におけるトレンチでは、始良Tn火山灰層（約2万8千年前：注13）を挟む立川ローム層を切る逆断層と、その活動によると考えられる崩壊堆積物1が認められた（水野ほか，1996；山崎・水野，1999）。崩壊堆積物1は、約7千9百－7千8百年前の¹⁴C年代値を示す黒色土層の上位にあり、かつ2－6世紀の¹⁴C年代値を示す暗褐色ローム層の下位にある。出土した考古遺物の時代等も併せ考えると、縄文時代中期以後－弥生時代末期以前（水野ほか，1996；山崎・水野，1999）に活動があったと考えられる。

国府津地点：小田原市の国府津地点トレンチでは、地割れと地すべり面が黒色土層1に覆われている産状が認められた（水野ほか，1996；山崎・水野，1999）。地割れを充填している黒色土層のうち最も古い¹⁴C年代値は約3千2百－3千年前、これを覆う黒色土層1の下部の年代は約2千9百－2千8百年前であることから、地割れ・地すべりの形成時期は約3千2百－2千8百年前頃の縄文時代後期と推定される。

上曾我地点：小田原市の上曾我地点トレンチでは、箱根東京軽石層（約6万5千－6万年前：注13）を切る古い地割れ及び地すべりが認められた（水野ほか，1996）。地割れの充填物は古墳時代の砂礫層であり、古墳時代以前に断層活動があったことが示唆された。

さらに、断層帯の陸域南端部付近では完新世段丘（鴨宮面）においてボーリング調査が実施されている（水野ほか，1996；山崎・水野，1999）。この調査では、御殿場泥流の直下の天城カワゴ平軽石層（3145-3126 cal. yBP：注13）より上位の、富士砂沢火山灰層（約2千8百－2千5百年前：注13）において、陸生珪藻化石が激減し上位で若干の汽水生化石が認められる急激な環境変化が見出された。水野ほか（1996）、山崎・水野（1999）は、この環境変化が足柄平野の沈降によって引き起こされた可能性を指摘している。この環境変化は、約3千1百年前以後－約2千5

百年前以前に起こったことになる。

水野ほか（1996）、山崎・水野（1999）では、曾我谷津・国府津・上曾我の各地点のトレンチ調査で、上述した3千年前頃の地震活動以外にも、複数の地すべりや崩積堆積物の存在を記載している。また、水野・山崎（1997）、山崎・水野（1999）では、大井町金子地点で実施したトレンチ調査においてローム層中に崩積堆積物を認め、地すべりを引き起こした2回のイベントを推定している。ただし、これらのイベントは強震動が過去にあったことや他の原因による可能性を示していて、本断層帯の活動を直接示すものではないと考えられるため、ここでは参考情報とする。

なお、水野ほか（1996）、山崎・水野（1999）では、大井町山田地点でトレンチ調査を実施した結果、立川ローム層を切る逆断層群が出現し、それを覆う地層の木片から得られた ^{14}C 年代値は $1120 \pm 50 \text{ yBP}$ であったとしている。ただし、この木片は、地層の堆積年代よりも古い年代を示す可能性がある。

また、産業技術総合研究所（2008）は、小田原市曾我原地点でトレンチ調査を実施し、13世紀以降の複数の地すべりイベントを確認しているが、この地すべりイベントと断層帯の活動との関係は不明であるとしている。

b) 先史時代・歴史時代の活動

国府津－松田断層の陸域南部の千代台地付近では、遺跡調査によっていくつかの層準で地割れや断層の形成を伴うイベントがあったことが知られている（上本・上杉，1998；神奈川県，2004など）。また、神奈川県（2004）は、千代南原 XIII 遺跡で天城カワゴ平軽石層（Kg）を挟む沖積層と立川ローム層とが逆断層で接していることを報告している。さらに、この付近の遺跡においても多くの断層や割れ目が発見されている（上本・上杉，1998）。しかし、これらの遺跡で見いだされた小構造と、本断層帯の活動との直接の関係は明らかにされていない（神奈川県，2004）。

歴史地震のカタログには、この断層帯付近を震源とするM7程度の地震がいくつか知られているが、そのいずれでも本断層帯の地表部分で明瞭な変位が表れたことを示唆する史料はない。17世紀以降には、M7程度の地震（1633年の寛永小田原地震（M7.0程度）；1782年の天明小田原地震（M7.0）；1853年の嘉永小田原地震（ $M6.7 \pm 0.1$ ））が発生している（Ishibashi, 1985；石橋，1985，1988a，1988b，1993；笠原，1985；都司，1985；宇佐美，2013など）。これらの地震に関しては、石橋（1988a，1988b）により作業仮説として導入された弱面「西相模湾断裂」が破壊する地震であり、プレート境界の地震も含めて約70年に一度程度の頻度で発生する小田原地震であるとする説（石橋，1985，1993）がある。しかし、種々の探査や調査によっても推定された場所には西相模湾断裂の存在を示す地質学的証拠は見つかっていない（加藤ほか，1993）。また、震源域が3次元的に異なる地震が共通の被害域である小田原の名を冠して表現されたとする説（植竹ほか，2010）もあり、現時点ではこれらの地震を固有の地震活動として発生様式等を絞り込むには至らないと判断し、評価を行わなかった。

なお、1782年の地震に関しては2. 1. 3（6）を参照されたい。1633年の地震に関しては、津波を伴ったことなどから、国府津－松田断層の海域部が震源域に含まれていた可能性（地震予知総合研究振興会，2005）がある。1853年の地震は史料から本断層帯の北端部付近に被害の大きい場所が集中することから、本断層帯の大井町付近の部分が震源域であった浅い地震である可能性が高い（松浦ほか，2006）。しかしどちらも固有規模よりは小さい地震である。

1923 年大正関東地震による沿岸の隆起量は房総半島南部と大磯海岸で最大で約 2 m に達した（地震調査研究推進本部地震調査委員会，1999）。さらに 1 m 程度の隆起は大磯丘陵より西側の足柄平野、真鶴岬、初島まで及んだ一方で、丹沢山地は著しく沈降した（地震調査研究推進本部地震調査委員会，1999）。一方、房総半島に大きな隆起をもたらした、大正関東地震より規模が大きいとされる 1703 年元禄関東地震では、大磯海岸での隆起はあったとしても 1 m 以下と推定されている（松田ほか，2014）。大正関東地震では、沿岸の隆起の中心は 1703 年元禄関東地震の場合と異なっており、相模湾内にあった。多くの地震学的、測地学的資料は、この地震の震源域は国府津－松田断層の地下にまで及んだことを示しているが、国府津－松田断層沿いの地表では断層活動は認められていない。

以上のことから、本断層帯では、最新活動が 12 世紀以後、14 世紀前半（西暦 1350 年）以前、1 つ前の活動が約 2 千 4 百年前以後、1 世紀以前に生じたと考えられる。本断層の活動がプレート境界の地震と同時に起こるとする考えに基づくと、本断層帯の最新活動は、相模トラフのプレート境界地震と評価された 1293 年の地震（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2014）に対応すると推定される。また、2 つ前及び 3 つ前の活動は、約 4 千 5 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前に生じたと推定される（図 14）。

（３）１回の変位量（ずれの量）（注 12）

小田原市の曾我原地点では、最近 3 回の断層活動を被ると考えられる H 層上部（H2 相）の基底が、上下に 3.3m 変位している（神奈川県，2003）。ここでは、隆起側及び沈降側にさらに並走する断層が認められていることから、断層帯全体での 1 回の変位量（上下成分）は 1.1m 以上と考えられる。また、本断層帯の南部では、国府津－松田断層を挟んだ鬼界アカホヤ火山灰層（7 千 3 百年前：注 13）の上下変位量が約 22m（山崎，1984）であり、これは後述の平均活動間隔（約 8 百－1 千 3 百年）からは 6－9 回分程度の変位量に相当することになる。したがって、1 回の上下変位量は 3 m 程度と推定される。

（４）平均活動間隔

本断層帯では、最新活動時期が 12 世紀以後、14 世紀前半以前（西暦 1350 年以前）と考えられ、2 つ前と 3 つ前の活動が約 4 千 5 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前の間に生じたと推定される。これらに基づくと、平均活動間隔が最長となるケースは 3 つ前の活動が約 4 千 5 百年前、最新活動が西暦 1350 年に生じた場合で約 1 千 3 百年、また、最短となるケースは 2 つ前の活動が約 2 千 6 百年前、最新活動が 12 世紀に生じた場合で約 8 百年と求められる。よって、ここでは本断層帯の平均活動間隔を約 8 百－1 千 3 百年と推定する。

なお、1 回の変位量（3 m 程度）及び平均上下変位速度（約 2－3 m／千年）からは、平均活動間隔は 1 千－1 千 5 百年程度と求められる。

（５）活動区間

本断層帯は、相模トラフのプレート境界地震の震源域の分岐断層であり、プレート境界地震と同時に活動すると推定されるため、本断層帯が単独で震源断層となることはないと推定される。

（６）測地観測結果

本断層帯とその周辺における 2004 年から 6 年間の GNSS 連続観測結果では、北西－南東方向の縮みと北東－南西方向の伸びが見られる（図 6－1）。1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、1923 年大正関東地震の影響と見られる西北西－東南東方向の大きな伸びが顕著である（図 6－2）。

（７）地震観測結果

最近約 13 年間の地震観測結果によれば、国府津－松田断層帯に沿う地殻内の地震はほとんど発生していない。地震発生層の深さの下限は、本断層帯付近におけるフィリピン海プレート上面の深さに基づくと 10km 程度と推定される（図 15－1）。なお、本断層帯付近ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が、深さ約 10km から約 25km にかけて分布しており、これらの地震の発震機構解の圧力軸は概ね北西－南東ないし北北西－南南東方向（図 15－2）で、フィリピン海プレートの進行方向とほぼ一致する。

なお、本断層帯付近では 1923 年に関東地震（M7.9）がフィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生した。

2. 2. 4 将来の活動

本断層帯は、2. 2. 3（5）で述べたように、相模トラフの海溝型地震と同時に活動すると推定される。

過去の 1 回の変位量に基づけば、このような地震が発生した場合、断層近傍の地表面では、断層の北東側が南西側に対して相対的に 3 m 程度高まる段差や撓みが生じると推定される。

3. 今後に向けて

塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯は、フィリピン海プレートの沈み込みや伊豆の衝突の影響を受けて、活動度、走向、変位の向き等が変化してきた特殊な断層帯であるため、引き続き、新たな知見を積み重ねる必要がある。

塩沢断層帯南西部は断層の詳細位置が不明なため、反射法弾性波探査結果及び重力異常分布等に基づいて断層の存在を評価した。したがって、断層の存否を含めてその実体を明らかにするとともに、過去の活動履歴を明らかにする必要がある。

平山－松田北断層帯は、屈曲点を境に地下の断層構造が異なる可能性があり、同断層帯における活動範囲の信頼性は低い。箱根火山群を挟んで本断層帯の南方に位置する北伊豆断層帯との関係性についても未解明である。詳細な過去の活動履歴や平均変位速度、地下の断層面形状について、明らかにする必要がある。

国府津－松田断層帯は、プレート境界の浅い部分からの分岐断層であるという構造探査の結果を受けて、ここでは、本断層帯の活動がプレート境界で発生する海溝型地震に伴って生じるものとして評価した。しかしながら、その詳細な活動形態は不明であり、引き続き調査が必要である。

大磯丘陵を隆起させる成分を持つ渋沢断層及び生沢断層は、国府津－松田断層帯の副断層として評価した。一方、これらの副断層に隣接するものの変位センスが異なる秦野断層群、小向断層や千畳敷断層群については評価していない。これらの、国府津－松田断層帯に隣接する断層群について、断層帯との関係を明らかにする必要がある。

注 11：ただし、地表において確認される短い断層の集合体である複合断層系がそのまま震源域の深部まで同じ形状を維持するとは考えにくい。衝突する伊豆弧側の地殻上部は南北の隆起軸をもって強く曲げられていることから、地殻上部内にデタッチメントが存在し、このデタッチメント以深は丹沢ブロックの下に沈み込んでおり、そこでは東西走向・北傾斜の逆断層が活動している可能性もある。

注 12：「変位」を、1、2 頁の本文では、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 13：富士砂沢 (F-Zn) 火山灰、天城カワゴ平 (Kg) 軽石、鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰、始良 Tn (AT) 火山灰及び箱根東京軽石 (Hk-TP) 及び箱根小原台テフラ (Hk-OP) の降下年代値については、町田・新井 (2003) に基づき、それぞれ約 2 千 8 百－2 千 5 百年前、3,145－3,126 年前、約 7 千 3 百年前、約 2 万 8 千年前、約 6 万 5 千－6 万年前及び約 8 万 5 千－8 万年前とした。

注 14：21,000 年 BP よりも新しい炭素同位体年代については、Ramsey (1995, 2001) 及び Reimer et al. (2004) に基づいて暦年較正し、原則として 1σ 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。

注 15：最新活動時期の上限については、曾我原第 1 トレンチ (神奈川県, 2003) で断層を覆う B1 層から出土した白磁皿の年代に基づいて、14 世紀前葉以前とした。ただし、「前葉」という言葉は考古学用語であり、一般にはあまり使用されないため、ここでは「14 世紀前半以前」と表記することとした。また、その年代に関しては、神奈川県 (2003) に基づいて西暦 1350 年以前とした。

文 献

明田川保・小田原啓・杉原英和・吉田 明夫 (2012)：断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測. c. 地質学的手法に基づく神縄・国府津－松田断層帯北縁部の活断層に関する調査研究. 神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測平成 21～23 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 3.2.c., 127-134.

千葉達朗・上杉 陽・関東第四紀研究会 (1985)：国府津－松田断層西北部地域の層序と構造. 日本第四紀学会講演要旨集, (15), 42-43.

遠藤邦彦・関本勝久・辻 誠一郎 (1979)：大磯丘陵西南部, 中村川下流域の完新世の層序と古環境. 日本大学文理学部自然科学研究紀要, 14, 9-28.

林 広樹・伊藤谷生・上杉 陽・小山田浩子・笠原敬司・関口渉次・高橋雅紀・田中裕一郎・津久井雅志・松井智之・松本拓己・山崎 優・山田隆二・山水史生・柳沢幸夫・渡辺真人 (2006)：神奈川県西部山北南高感度地震観測井の掘削および孔内検層. 防災科学技術研究所研究資料, 第 298 号, 1-32.

星野一男・長谷紘和 (1977)：神縄断層を切る南北性断層について. 地質学雑誌, 83, 62-64.

今永 勇 (1999)：足柄層群の構造. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), 第 9 号, 41-56.

石橋克彦 (1985)：小田原付近の大地震発生の可能性. 月刊地球, 7, 420-426.

Ishibashi, K. (1985)：Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, Preceding the Tokai earthquake. *Earthquake Prediction Research*, 3, 319-344.

石橋克彦 (1988a)：“神奈川県西部地震”と地震予知 I. 科学, 58, 537-547.

石橋克彦 (1988b)：“神奈川県西部地震”と地震予知 II. 科学, 58, 771-780.

- 石橋克彦 (1993) : 小田原付近に発生した歴史地震とその地学的意味. 地学雑誌, **102**, 341-353.
- 石山達也・佐藤比呂志・東郷正美・今泉俊文・加藤直子 (2012) : 神縄・国府津-松田断層帯の変動地形. 日本地震学会 2012 年秋季大会, D21-06.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・米沢 宏・千葉達朗・原田昌一・森 慎一・染野 誠・木村敏雄 (1982) : 平山断層 (神奈川県山北町) の更新世末期以降における変位累積過程. 地質学会 第 89 年学術大会講演要旨集, 446.
- Ito, T., Uesugi, Y., Yonezawa, H., Kano, K., Someno, M., Chiba, C. and Kimura, T. (1987) : Analytical Method for Evaluating Superficial Fault Displacements in Volcanic Air Fall Deposits : Case of the Hirayama Fault, South of Tanzawa Mountains, Central Japan, Since 21,500 years B.P. *Journal of Geophysical Research*, **92 (B10)**, 10,683-10,695.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba, T. (1989) : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, **160**, 305-326.
- 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘 (2013) : 150 m グリッドDEM から作成した相模トラフから三重会合点周辺の 3D 海底地形. 海洋情報部研究報告第50 号, 126-139.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1999) : 「日本の地震活動〈追補版〉」. 391p.
- 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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価」. 31p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009) : 「神縄・国府津-松田断層帯の長期評価 (一部改訂)」. 35p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) : 「活断層の長期評価手法 (暫定版)」. 117p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014) : 「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版)」. 81p.
- 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.
- 地震予知総合研究振興会 (2005) : 江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書- 42 件の解析結果について -. 53p.
- 神奈川県 (2002) : 「平成 13 年度神奈川県活断層 (神縄・国府津-松田断層帯) 調査事業成果報告書」. 127p.
- 神奈川県 (2003) : 「平成 14 年度神奈川県活断層 (神縄・国府津-松田断層帯) 調査事業成果報告書」. 78p.
- 神奈川県 (2004) : 「平成 15 年度 地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津-松田断層帯に関する調査」. 76p.
- Kaneko, S. (1964) : Tectonic relief in south Kanto, Japan. *Trans. Roy. Soc. New Zealand*, **2**, 188-206.
- Kaneko, S. (1971) : Neotectonics of Oiso Hills and Contiguous Districts in South Kanto, Japan. 地質学雑誌, **77**, 345-358.
- 狩野謙一・上杉 陽・伊藤谷生・千葉達郎・米沢 宏・染野 誠 (1984) : 丹沢南部・大磯丘陵周辺における中期更新世以降の断層運動. 第四紀研究, **23**, 137-143.

- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生 (1988) : 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例—. 静岡大学地球科学研究報告, **14**, 57-83.
- 笠原敬司 (1985) : 関東南部における大地震再来周期について. 月刊地球, **7**, 440-445.
- 加藤 茂・岩淵 洋・浅田 昭・加藤幸弘・菊池真一・穀田昇一・楠勝 治・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.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363p.
- 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.
- 木村治夫・佐藤比呂志・伊藤谷生・宮内崇裕・松多信尚・河村知徳・石山達也・岡田真介・加藤直子・荻野スミ子・楮原京子・小田 晋・野田克也・井川 猛 (2005) : 国府津—松田断層帯松田北断層における浅層反射法地震探査」. 活断層研究, **25**, 85-92.
- 駒沢正夫 (1987) : 関東・丹沢地域の重力構造. 構造地質, 第 32 号, 59-68.
- 熊木洋太・市川清次 (1981) : 大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について. 国土地理院時報, **55**, 24-28.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) : 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士及び箱根火山の活動史. 地理学評論, **41**, 241-256.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇 (1975) : 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—. 第四紀研究, **14**, 77-89.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 萬年一剛・小林 淳・山下浩之・古澤 明 (2005) : 神奈川県山北町・浅間山の隆起開始年代—伊豆弧北東端のアクティブテクトニクスに対するひとつの制約. 地学雑誌, **111**, 111-114.
- 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・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) : 1896年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, **55**, 795-855.
- 松田時彦・水本匡起・田力正好・松浦律子 (2014) : 元禄関東地震で大磯沿岸は隆起したか—海成段丘からの考察—. 地震 **2**, **67**, 35-39.
- 松島義章・今永 勇 (1968) : 神縄逆断層について. 神奈川県立博物館研究報告, **1**, 65-73.
- 松浦律子・中村 操・茅野一郎・唐鎌郁夫 (2006) : 江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業—7 年間の成果中間報告—. 歴史地震, **21**, 255-256.
- 宮地直道・鈴木 茂 (1986) : 富士山東麓, 大沼藍沢湖成層のテフラ層序と花粉分析. 第四紀研究, **25**, 225-233.
- 宮内崇裕・田中 環・伊藤谷生・佐藤比呂志・川村知徳・石山達也・加藤 一・井川 猛 (2003) : 反射法地震探査からみた神縄国府津松田断層システムの前進過程とアクティブテクトニクス. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027-P009.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) : 1 : 25, 000 都市圏活断層図「秦野」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 502.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2009) : 1 : 25, 000 都市圏活断層図「小田原」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 524.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996) : 国府津—松田断層の活動履

- 歴及び活動性調査．平成 7 年度活断層研究調査概要報告書，工業技術院地質調査所，81-88.
- 水野清秀・山崎晴雄（1997）：国府津－松田断層のトレンチ掘削調査（補備調査）．平成 8 年度活断層研究調査概要報告書，工業技術院地質調査所，125-128.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2012）：神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測平成 21～23 年度成果報告書．239p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所（2003）：大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 14 年度）成果報告書．593p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所（2004）：大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 15 年度）成果報告書．833p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所（2006）：大都市大震災軽減化特別プロジェクトⅠ地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 17 年度）成果報告書．754p.
- 森 慎一・藤岡換太郎・有馬 眞（2010）：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－．地学雑誌，**119**，585-614.
- 中満隆博・林 広樹・小田原啓・上杉陽・佐藤比呂志・伊藤谷生・関口渉次・笠原敬司（2007）：神奈川県山北町南部の地質：特に活断層について．地球惑星科学連合 2007 年大会．
- 中村一明・島崎邦彦（1981）：相模・駿河トラフとプレートの沈み込み科学．Aug. 1981，490-498.
- 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・付図 1 葉・60p.
- 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**，38-50.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清（1982）：国府津・松田断層に関する調査報告．神奈川県地震災害対策資料 三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書．神奈川県，82-195.
- 大塚弥之助（1929）：大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて（其一、其二）．地質学雑誌，**36**，435-436．479-497.
- 大塚弥之助（1930）：大磯地塊を中心とした地域の最新地質時代の地史．地理学評論，**6**，113-143.
- Ramsey, C. B. （1995）：Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. （2001）：Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. （2004）：IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 産業技術総合研究所（2008）：神縄・国府津－松田断層帯の活動性および活動履歴調査「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-2，39p.

産業技術総合研究所地質調査総合センター：日本重力 CD-ROM 第 2 版，2004.

Sato, H., N., Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara and S. Harder (2005) : Earthquake Source Fault Beneath Tokyo. *Science*, **309**, 462-464.

佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司 (2012) : 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 a. 制御震源地震探査による地殻構造の解明. 神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測平成 21～23 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 3. 1. a., 5-77.

徐 垣 (1995) : 足柄層群南縁の衝上断層 (日向断層) とその地震テクトニクス上の意義. 地質学雑誌, **101**, 295-303.

杉村 新 (1972) : 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.

東京大学地震研究所・防災科学技術研究所・京都大学防災研究所 (2012) : 文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書 (I-2 制御震源を用いた地殻構造調査), 142p.

都司嘉宣 (1985) : 小田原を襲った歴史地震について. 月刊地球, **7**, 431-439.

津屋弘達 (1942) : 神縄衝上断層の西翼について. 地震研究所彙報, **20**, 322-336.

上本進二・上杉 陽 (1998) : 小田原市千代台地の 3 遺跡における地震跡－国府津－松田断層の最新活動期に関する若干の資料－. 関東の四紀, (21), 41-53.

植竹富一・野口厚子・中村 操 (2010) : 天明相模の地震及び嘉永小田原地震の被害分布と震源位置. 歴史地震, **25**, 39-62

宇佐美龍夫 (2013) : 「日本被害地震総覧 599-2012」. 東京大学出版会, 694p.

山崎晴雄 (1984) : 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 129-136.

山崎晴雄 (1985) : 足柄平野の地質と地殻変動. 月刊地球, **7**, 466-472.

Yamazaki, H (1992) : Tectonics of a Plate Collision along the Northern Margin of Izu Peninsula, Central Japan. 地質調査所月報, **43**, 603-657.

山崎晴雄 (1993) : 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.

山崎晴雄 (1994) : 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町史自然編, 2-100.

山崎晴雄・垣見俊弘・加藤 完・池田喜代治・高橋 誠・永田松三・伊藤吉助 (1982) : プレート北端部の造構運動の調査研究. 「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書」. 科学技術庁研究調整局, 368-393.

山崎晴雄・町田 洋 (1981) : 足柄平野北縁の活断層と地形発達. 日本第四紀学会講演要旨集, **11**, 96-97.

山崎晴雄・水野清秀 (1999) : 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. 第四紀研究, **38**, 447-460.

山崎稲雄 (1971) : 山北から洒水の滝へ. 「神奈川県地学のガイド」, コロナ社, 67-72.

米倉伸之・鈴木郁夫・長谷川太洋・上杉 陽・遠藤邦彦・岡田篤正・河名俊男・石川佳代・福田正巳 (1968) : 相模湾北岸の沖積段丘、とくに下原貝層の C-14 年代について. 第四紀研究, **7**, 49-55.

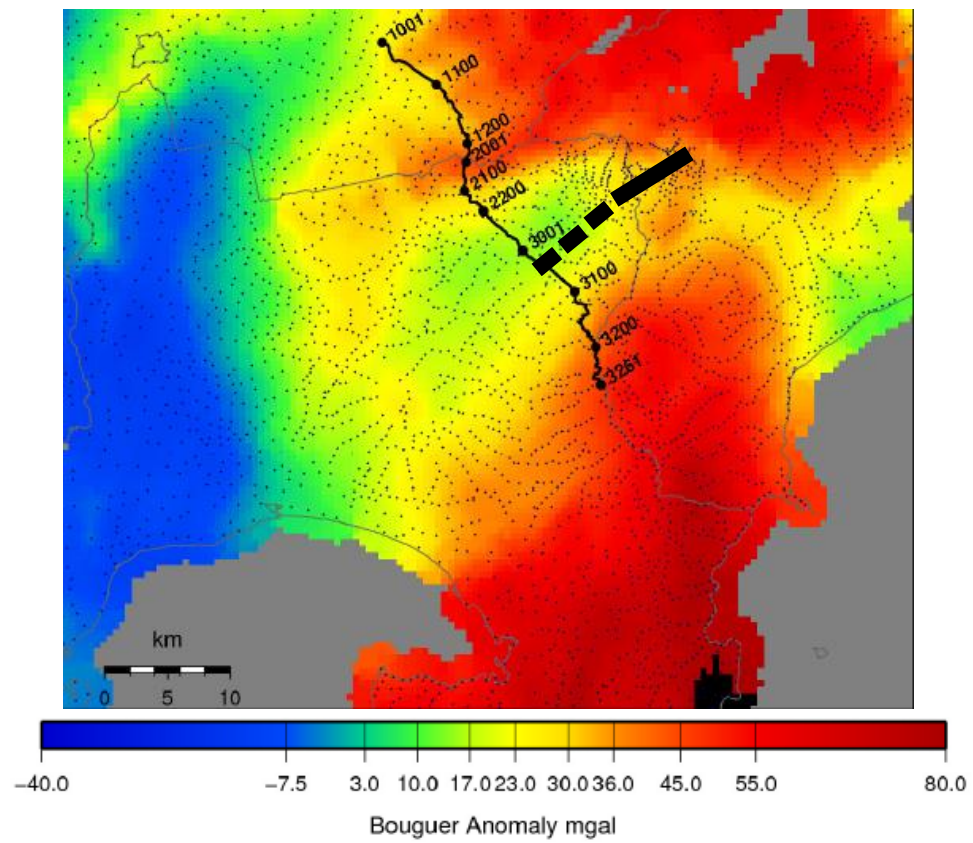


図3 塩沢断層帯の伏在部（黒点線）にかかる弾性波地震探査測線
産業技術総合研究所地質調査総合センター（2004）によるブーゲー異常（仮定密度
2.3g/cm³）に加筆修正。

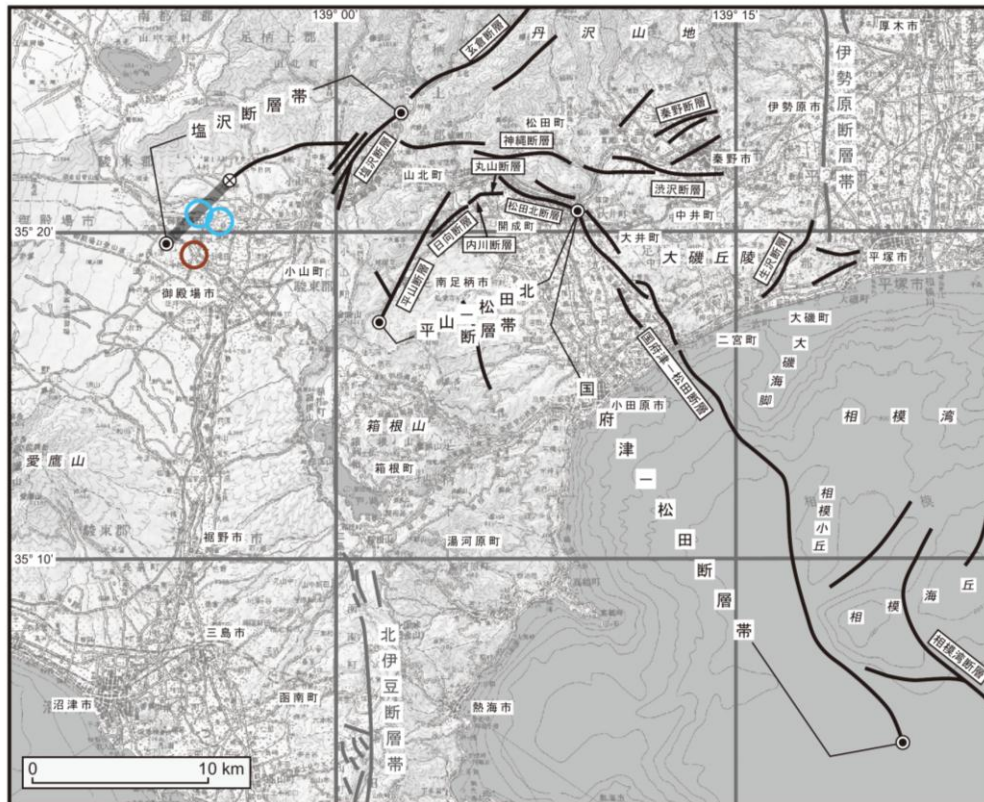


図4 塩沢断層帯・平山一松田北断層帯・国府津一松田断層帯の評価において考慮した断層
 青丸：浅部反射法弾性波探査（測線E）（石山ほか，2012）による断層の位置、茶丸：深部
 反射法弾性波探査（測線D）（佐藤ほか，2012）による「神縄断層」の位置。

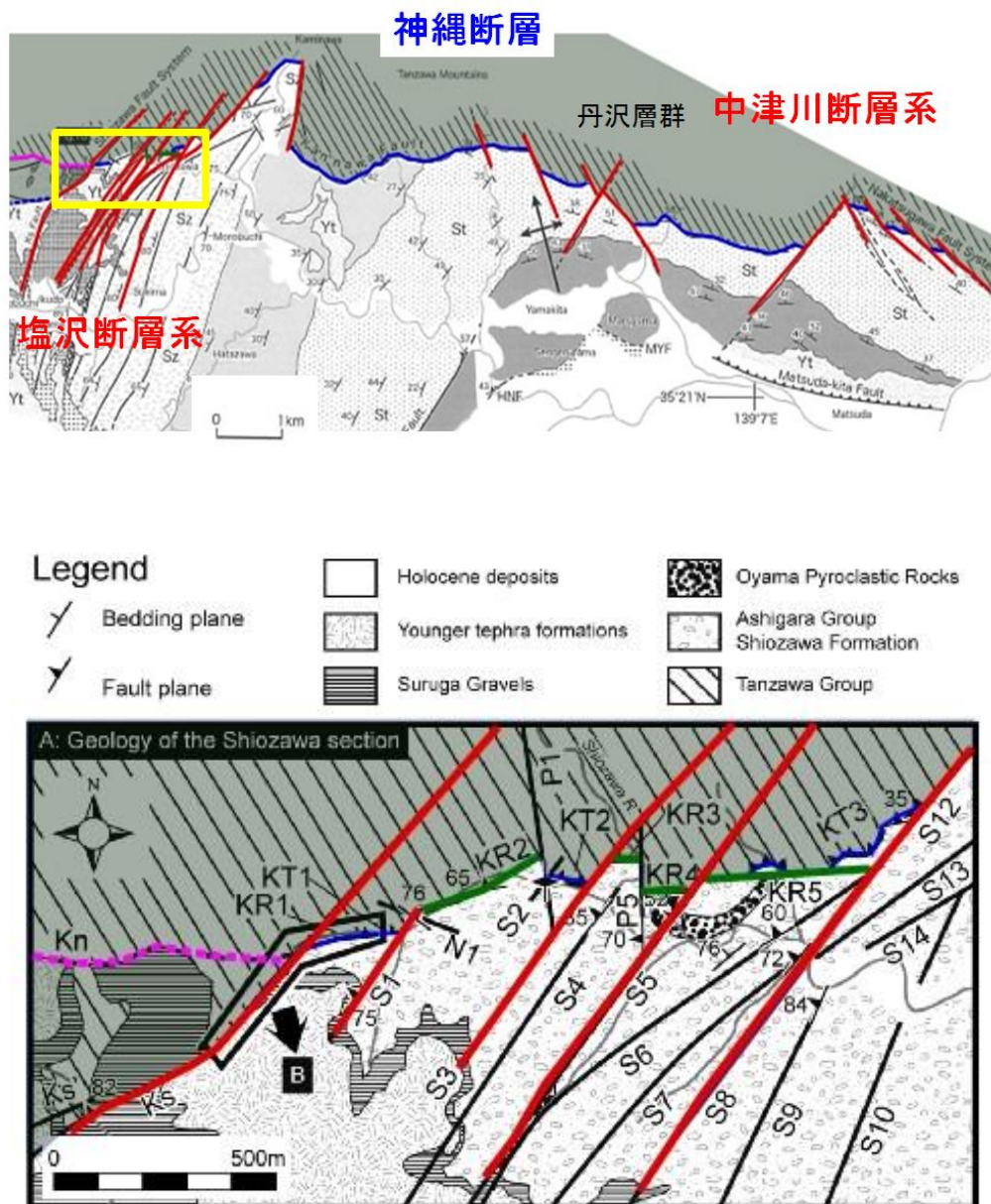


図5 複合断層系としてのいわゆる神縄断層を構成する断層群（下は上の黄矩形部分の拡大図）

基準期間：2004年11月01日－2005年02月28日

比較期間：2010年11月01日－2011年02月28日

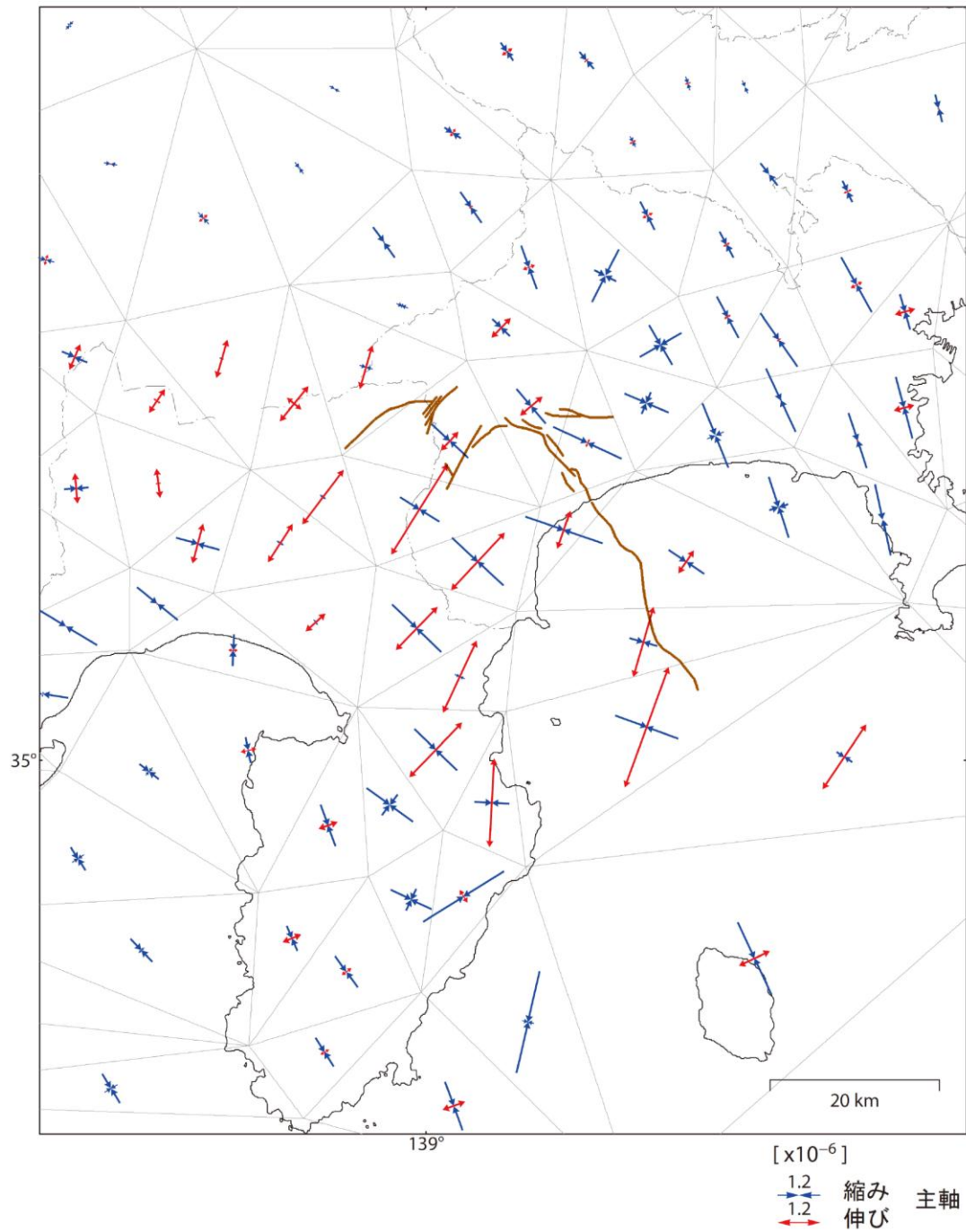


図6－1 2004年11月から2011年2月までのGNSS連続観測による塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯周辺の水平ひずみ分布（国土地理院作成）
スケールは 1.2×10^{-6} 。年間あたりのひずみ速度に換算すると、スケールは $0.2 \times 10^{-6} / \text{年}$ となる。

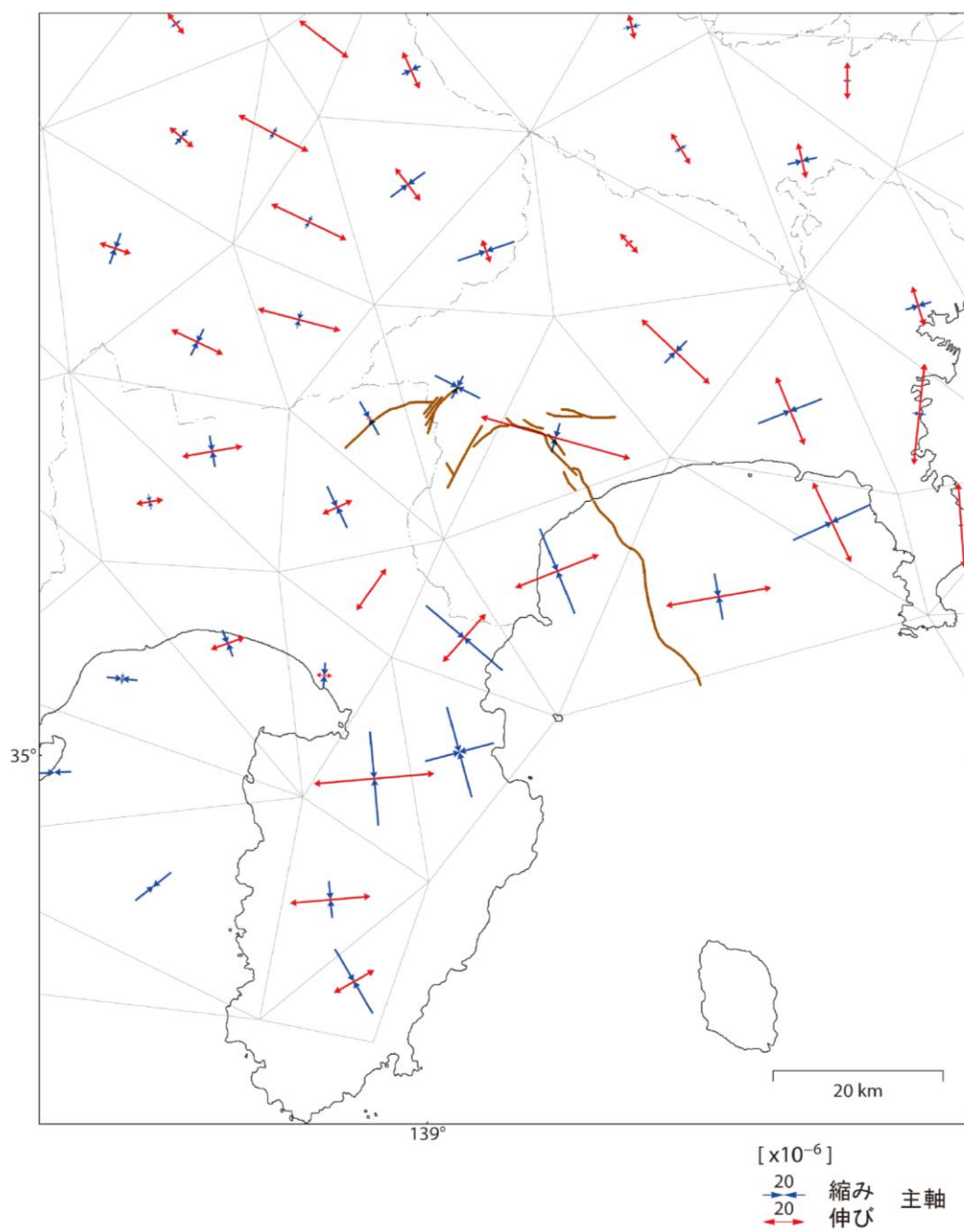


図6-2 約100年間（1883年－1994年）の測地観測による塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯周辺の水平ひずみ分布（国土地理院作成）
 スケールは 20×10^{-6} 。年間あたりのひずみ速度に換算すると、図6-1のスケール（ $0.2 \times 10^{-6}/\text{年}$ ）とほぼ等しい。

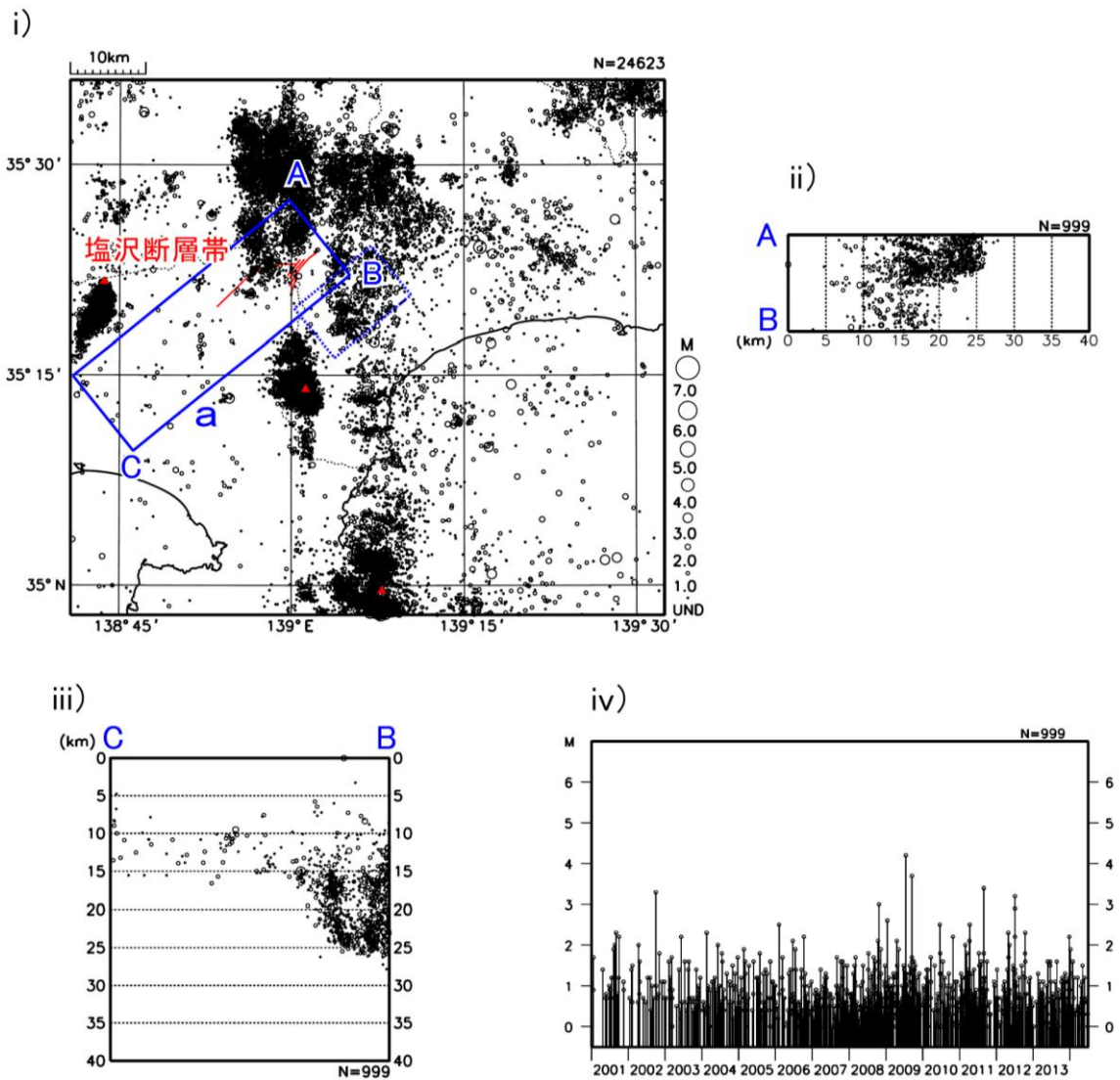


図 7-1 塩沢断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 塩沢断層帯周辺の震央分布（低周波地震を除く、2001 年 1 月 1 日～2014 年 6 月 30 日）。深さ 40km 以浅。M すべて。赤三角は活火山。ii) 領域 a 内の A-B 投影の断面図。iii) 領域 a 内の C-B 投影の断面図。iv) 領域 a 内の M-T 図。

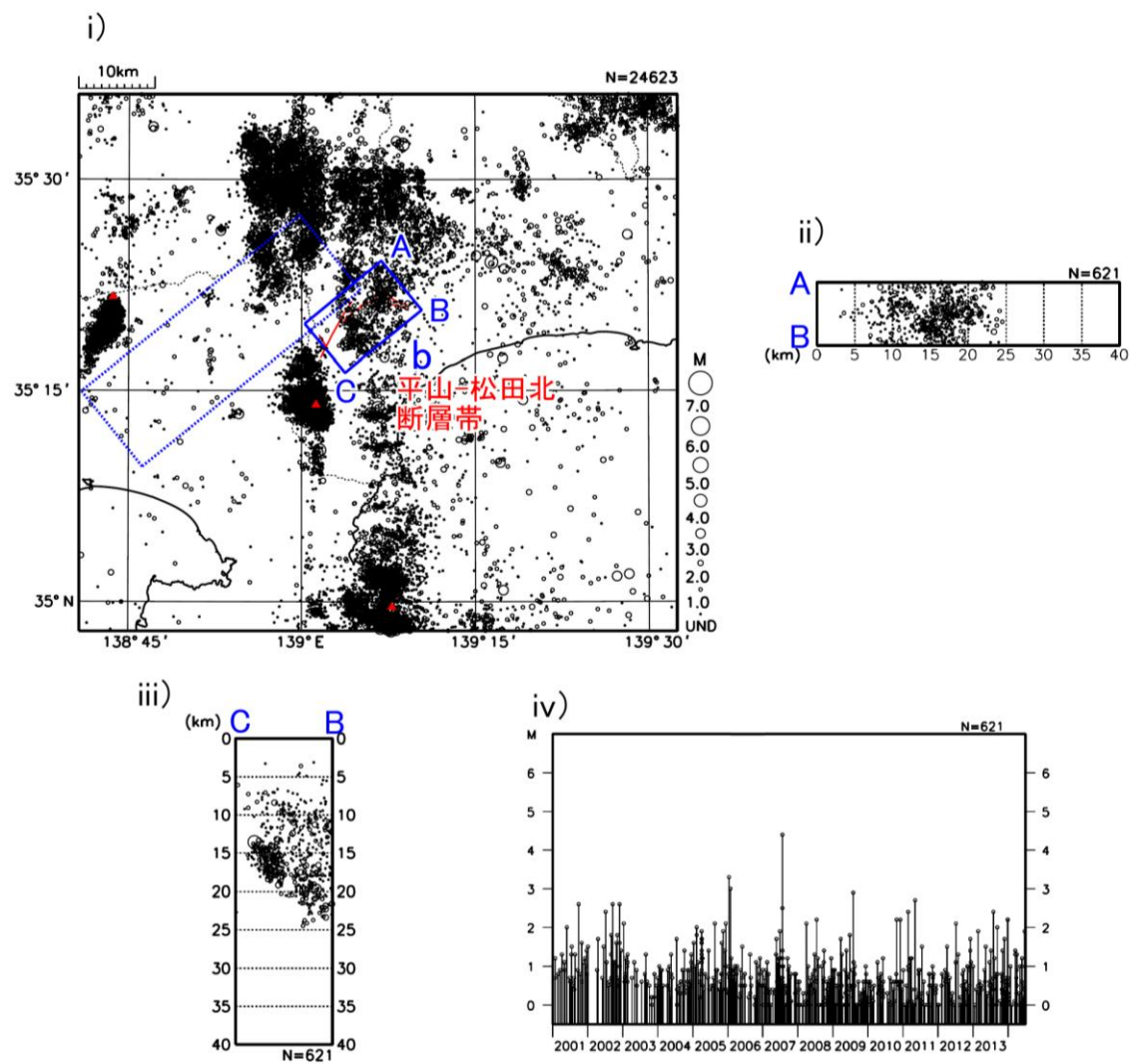


図 7-2 平山-松田北断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 平山-松田北断層帯周辺の震央分布（低周波地震を除く、2001 年 1 月 1 日～2014 年 6 月 30 日）。深さ 40km 以浅。M すべて。赤三角は活火山。ii) 領域 b 内の A-B 投影の断面図。iii) 領域 b 内の C-B 投影の断面図。iv) 領域 b 内の M-T 図。

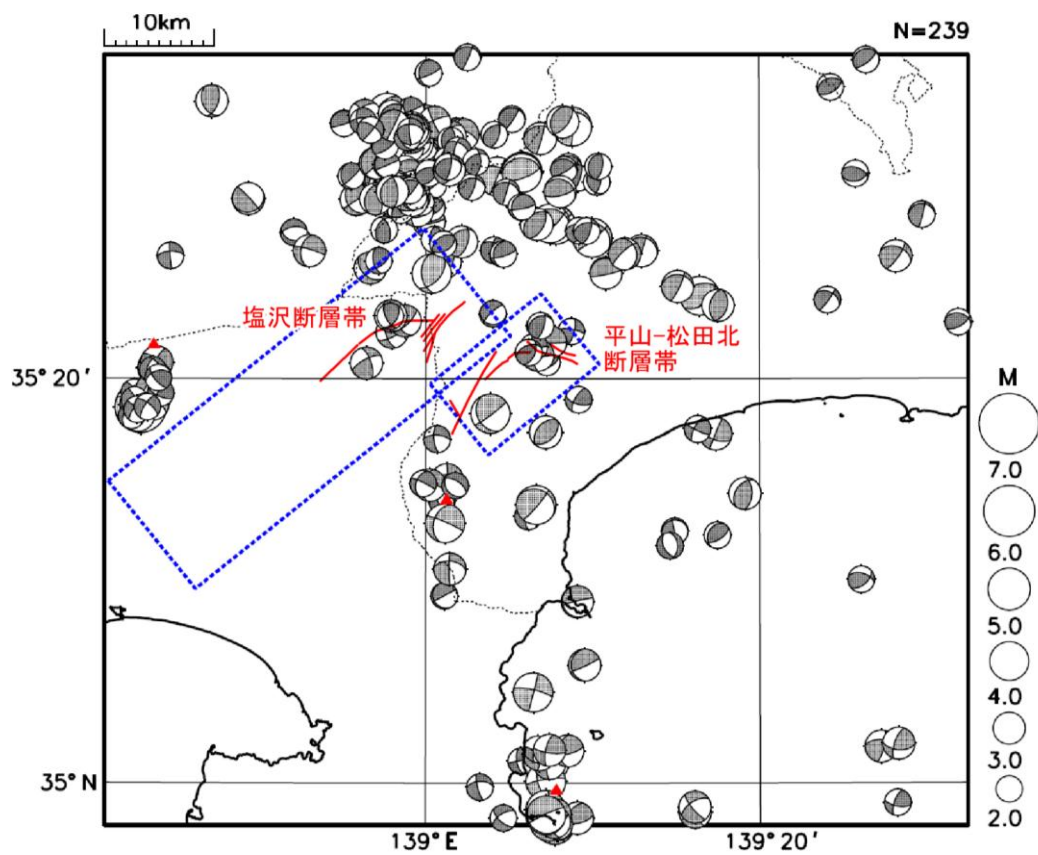


図 7 - 3 塩沢断層帯・平山-松田北断層帯周辺の地震の発震機構（気象庁作成）
2001 年 1 月 1 日～2014 年 6 月 30 日、深さ 40km 以浅、 $M \geq 2.0$ 。赤三角は活火山。

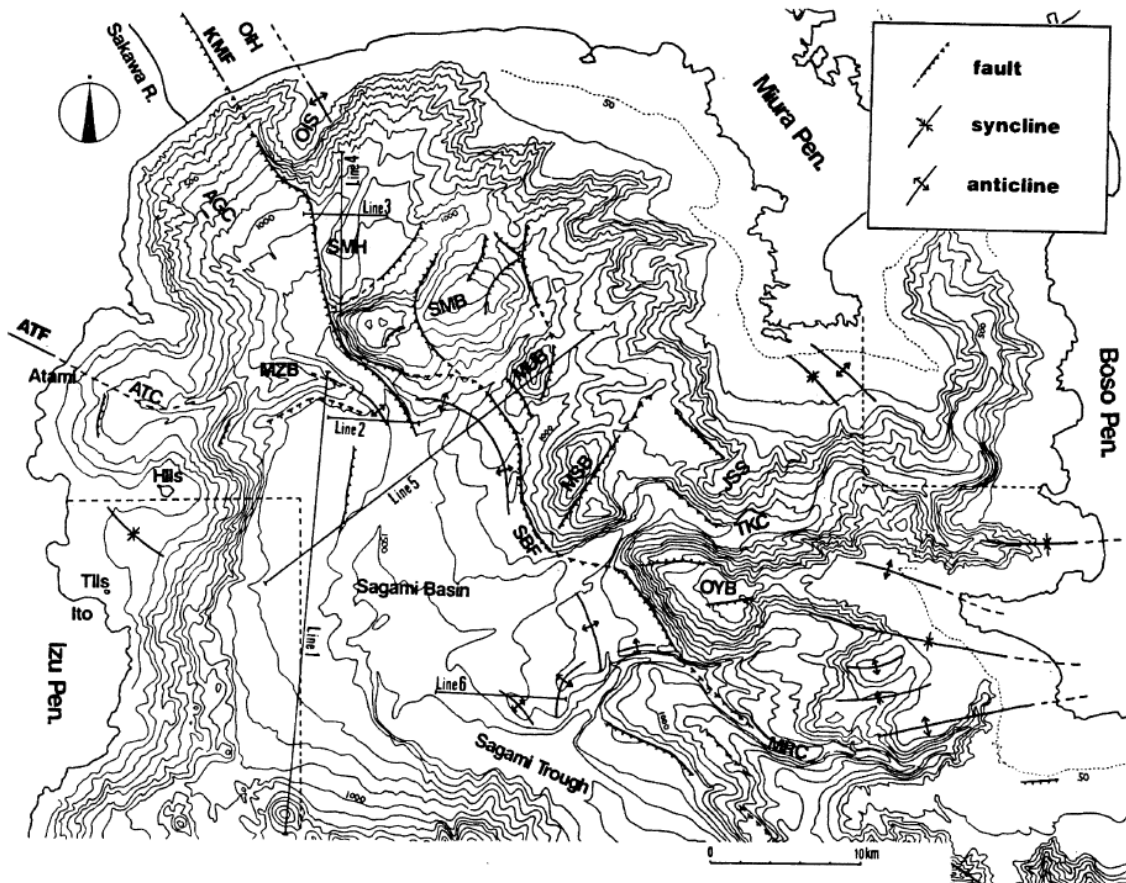


図9 国府津－松田断層帯海域部周辺の地形及び活構造図

大河内（1990）から抜粋。等深線間隔は100m。

AGC：足柄海底谷、ATC：熱海海底谷、HIS：初島、JSS：城ヶ島海脚、MRC：布良海底谷、MSB：三崎海丘、MUB：三浦海丘、MZB：真鶴海丘、OIH：大磯丘陵、OIS：大磯海脚、OYB：沖ノ山、SMB：相模海丘、SMH：相模小丘、TIS：手石島、TKC：東京海底谷、ATF：熱海峠断層、KMF：国府津－松田断層、SBF：相模湾断層

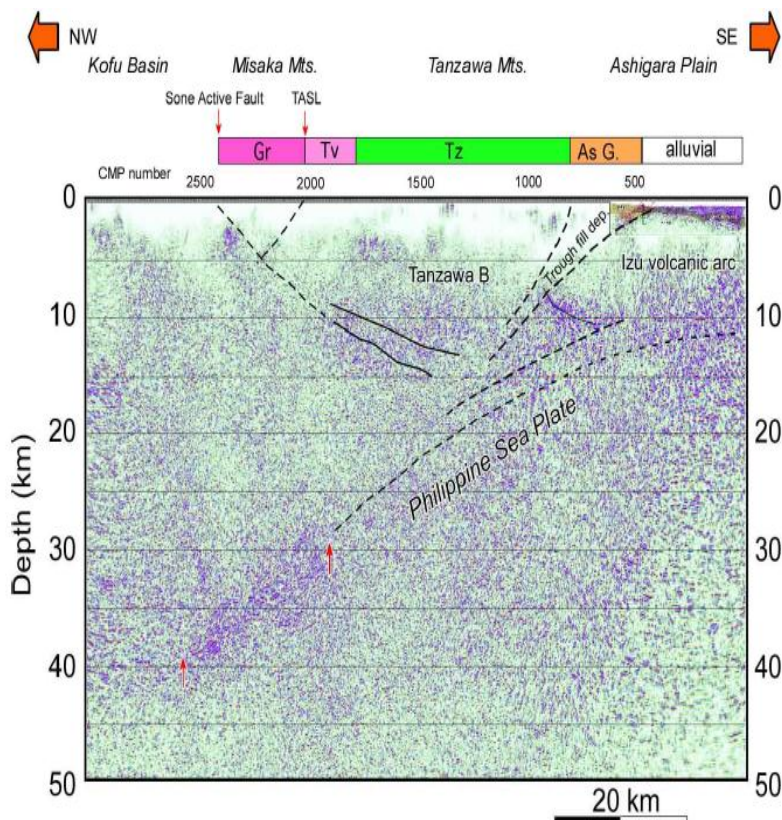


図 10 反射法弾性波探査の解釈断面（文部科学省研究開発局ほか，2006）
図 2-1、2-2 の測線 A に対応する。

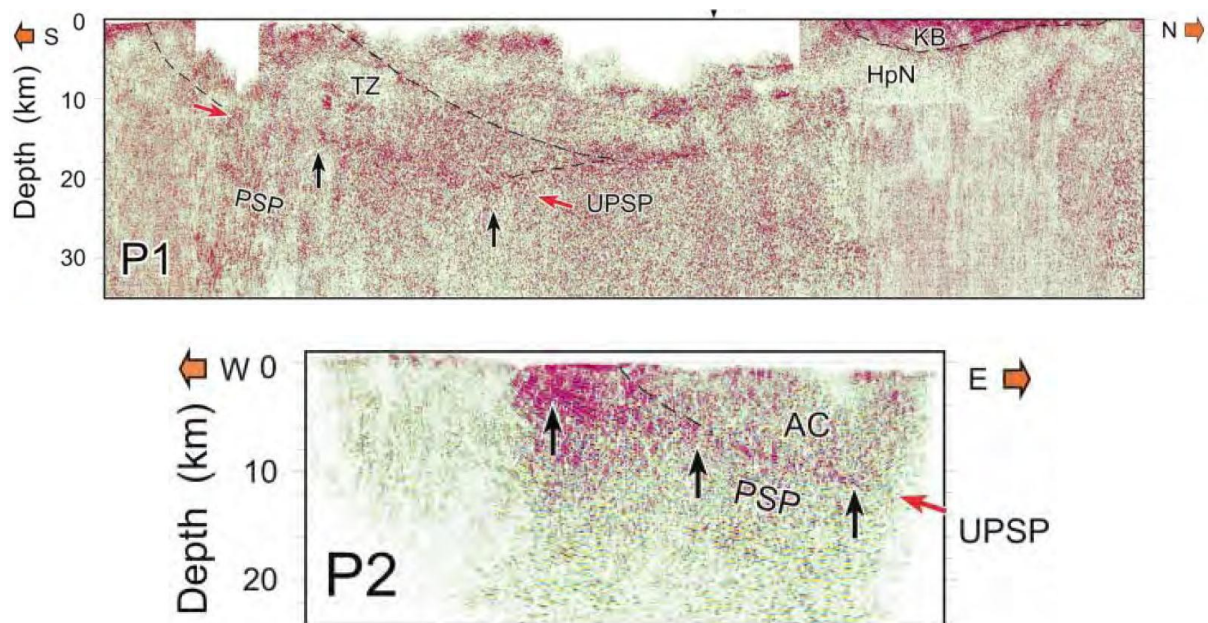


図 11 反射法弾性波探査の解釈断面（Sato et al., 2005）
P1、P2 はそれぞれ図 2-1、2-2 の測線 B、C に対応する。
PSP: フィリピン海プレート UPSP: フィリピン海プレート上面、
TZ: 丹沢ブロック、HpN: 本州弧の先第三系、KB: 関東平野を充填する新第三系、
AC: 主に新第三紀の付加体

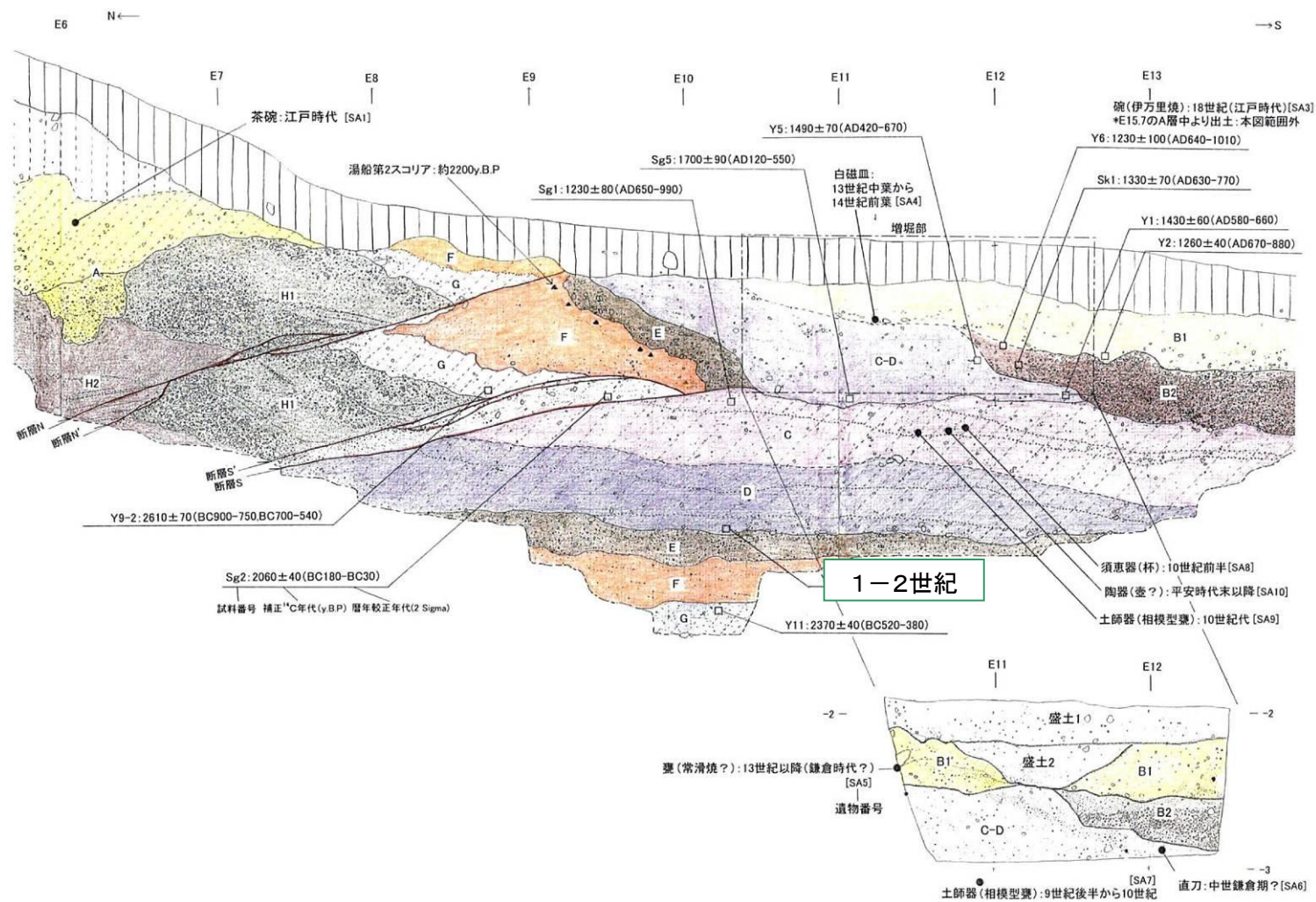


図 12 国府津一松田断層曾我原地点：第 1 トレンチ法面のスケッチ解釈（東壁面：神奈川県，2003）

グリッドは 1 m 間隔。評価に用いた年代値を暦年較正（注 14 参照）して表示すると以下ようになる。

2550±40（H 層下部）→約 2 千 8 百ー 2 千 6 百年前、1950±40（D 層）→ 1ー2 世紀

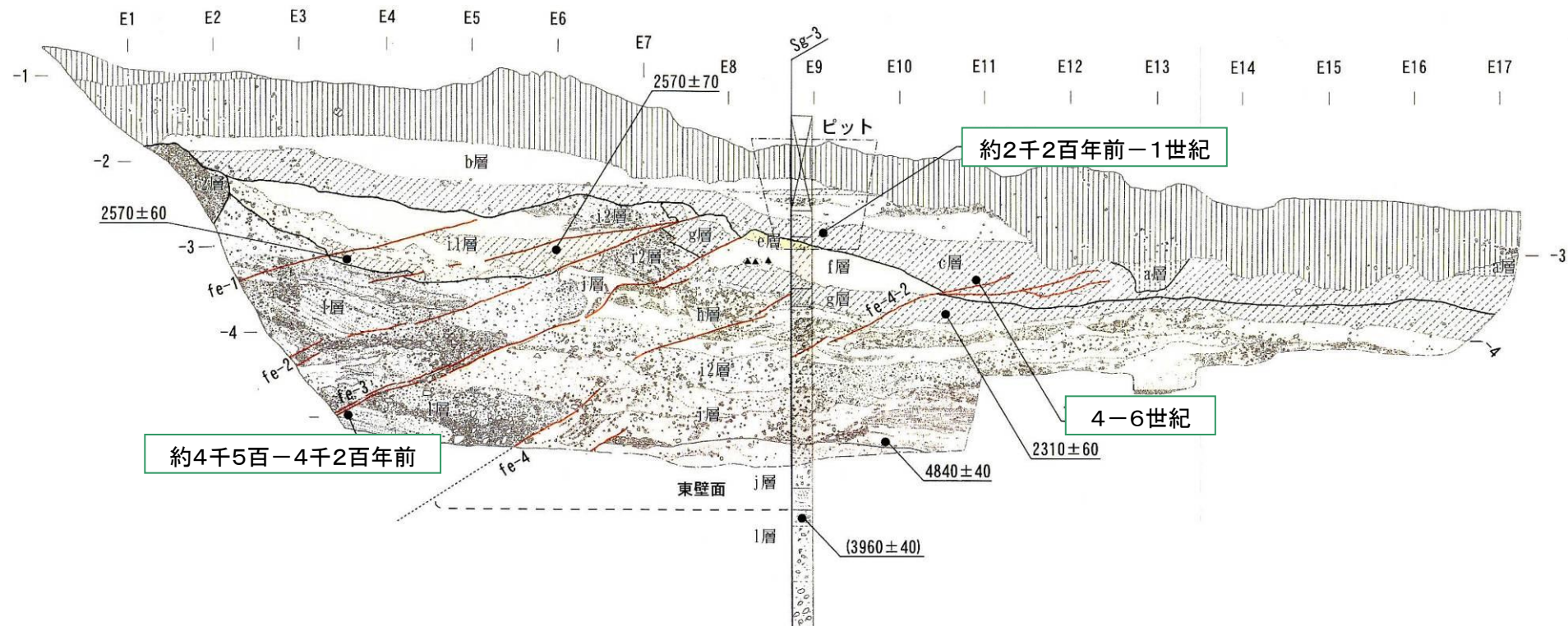


図 13 国府津－松田断層層我原地点：第2トレンチ法面のスケッチ解釈図（東壁面：神奈川県，2004）

グリッドは1 m間隔。評価に用いた年代値を暦年較正（注 14 参照）して表示すると以下ようになる。

1640±70（c層）→4－6世紀、2040±70（c層）→約2千2百年前－1世紀、2550±60（g層）→約2千8百－2千6百年前、3860±40（l層）→約4千5百－4千2百年前

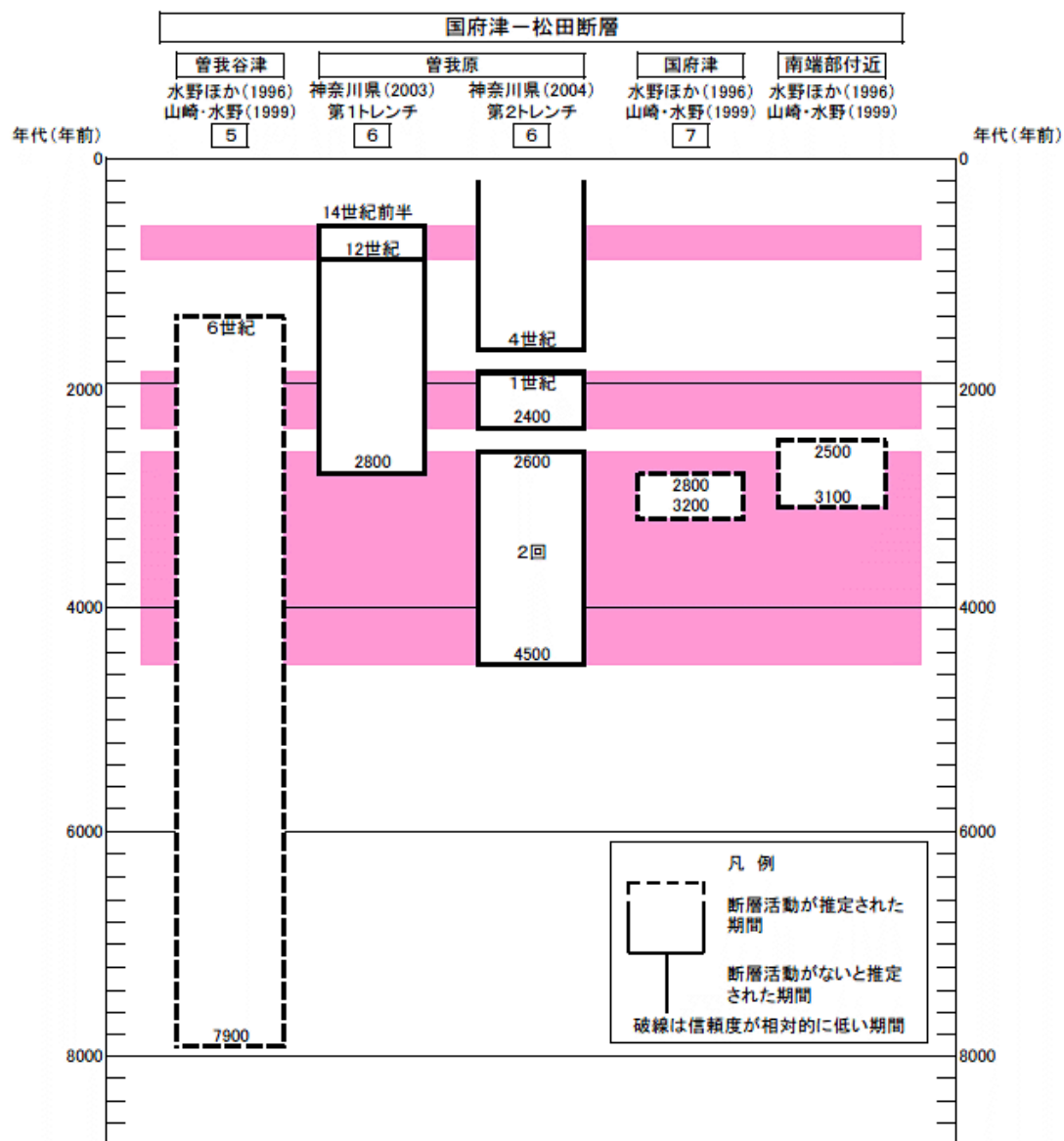


図 14 国府津－松田断層帯の活動の時空間分布

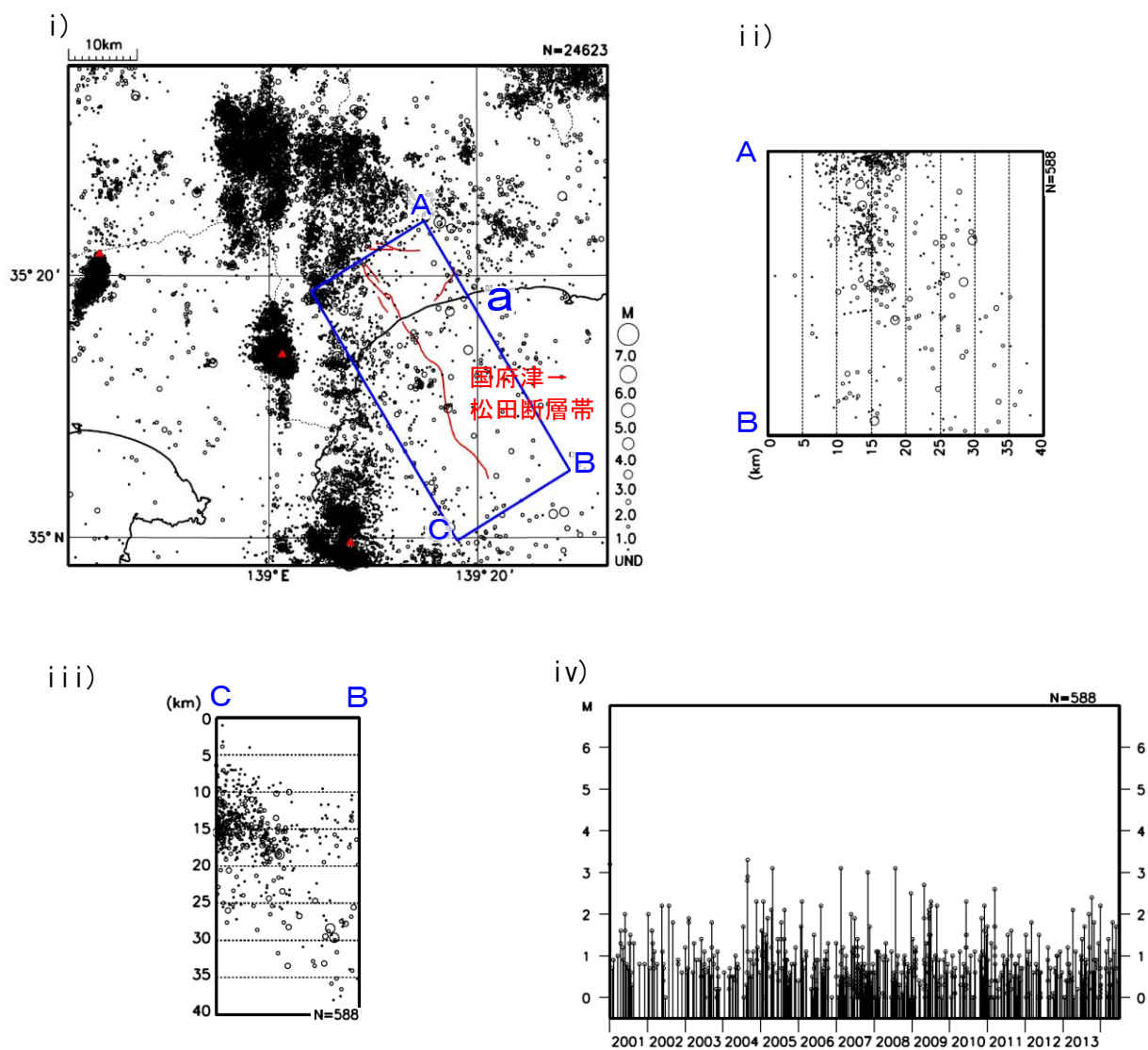


図 15－1 国府津－松田断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 国府津－松田断層帯周辺の震央分布（低周波地震を除く、2001 年 1 月 1 日～2014 年 6 月 30 日）。深さ 40km 以浅。M すべて。赤三角は活火山。ii) 領域 a 内の A－B 投影の断面図。iii) 領域 a 内の C－B 投影の断面図。iv) 領域 a 内の M－T 図。

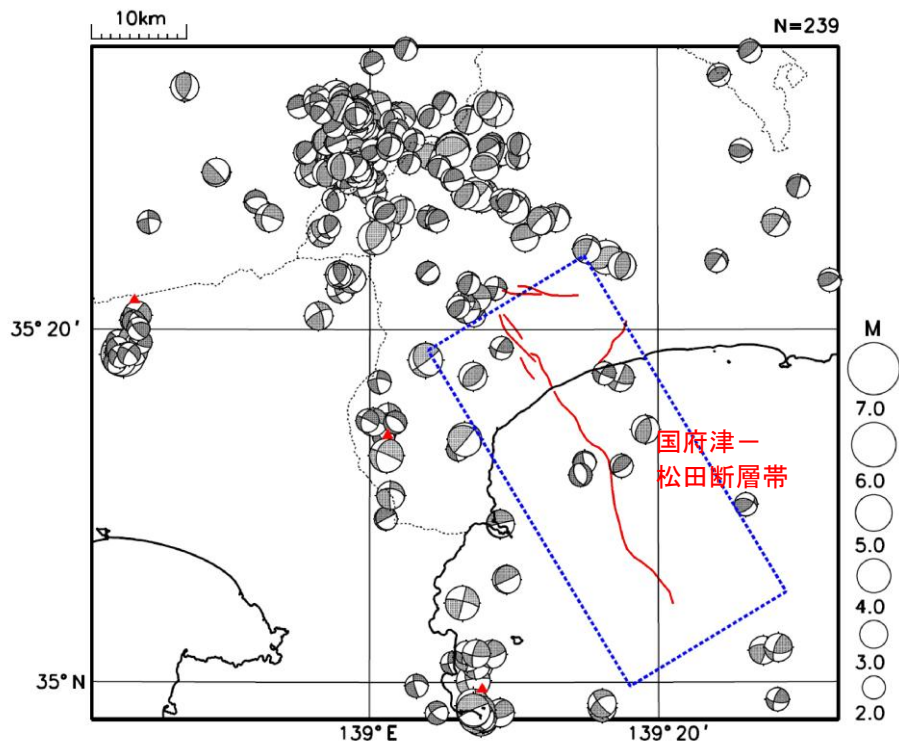


図 15－2 国府津—松田断層帯周辺の地震の発震機構（気象庁作成）
2001 年 1 月 1 日～2014 年 6 月 30 日、深さ 40km 以浅、 $M \geq 2.0$ 。赤三角は活火山。

ii)

表6 平山－松田北断層帯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	0.5－0.7	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	0.09%－0.6%	
今後50年以内の発生確率	0.2%－1%	
今後100年以内の発生確率	0.3%－2%	
今後300年以内の発生確率	1%－8%	
集積確率	0.6%－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（1）経過年数	マイナス800年－マイナス90年	
比	0.7－1	
指標（2）	0.1－0.8	
指標（3）	0.6－6%	
指標（4）	0.02－0.1	
指標（5）	0.0002－0.0003	

注16：評価時点はすべて2015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、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度が低い（△）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。ポアソン過程を適用した場合の危険率は、5千分の1から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、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8百年から90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を超えるまでの時間をBとした場合において、前者を後者で割った値（A/B）である。

指標（2）：BPT分布モデルを適用した場合と、ポアソン過程を適用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）。

＜付録＞

神縄・国府津－松田断層帯について、断層帯を構成する断層やそれらの位置・形状、周辺の地下構造、活動履歴に関して新たな知見が得られたことから、これらに基づき、断層帯の活動区間及びそれらの位置・形状や活動履歴について改訂を行った。これに伴い、断層帯の名称を塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯に改訂した。

以下に改訂となった項目とその値について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。なお、評価にあたっては、下表に示す数値のほか各値を求めた根拠についても改訂していることに留意されるとともに、その詳細については評価文を参照されたい。

神縄・国府津－松田断層帯の活動区間についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 21 年 6 月 22 日)	今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)
活動区間	—	塩沢断層帯
		平山－松田北断層帯
	神縄・国府津－松田断層帯	国府津－松田断層帯

塩沢断層帯の評価についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 21 年 6 月 22 日)	今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)
構成する断層	—	塩沢断層及び南西延長部（伏在部）
長さ	—	約 10km（地表） ○
		約 15km 以上（伏在部を含む） △
一般走向	—	N61° E △
傾斜	—	北西傾斜 30° 程度 △
幅	—	20km 程度 △
ずれの向きと種類	—	北西側隆起の逆断層（左横ずれ成分を含む） ○
平均的なずれの速度	—	1 m／千年程度（上下成分） ▲
過去の活動	—	最新活動：不明
1 回のずれの量	—	2 m程度（1.5m）以上（全体） △
		1m程度（0.8m）以上（上下） ▲
平均活動間隔	—	800 年程度以上 ▲
過去の活動区間	—	全体が 1 つの活動区間 △
将来の活動区間	—	全体が 1 つの活動区間 △
地震の規模	—	規模：M6.8 程度以上 △
		ずれの量：2 m程度以上（全体） △
		1 m程度以上（上下） ▲

※変更が生じた項目のみ表示

平山－松田北断層帯の評価についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 21 年 6 月 22 日)	今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)
構成する断層	—	平山断層、日向（ひなた）断層、内川断層、丸山断層、松

			田山山麓断層、松田北断層	
長さ	—		約 15km	△
一般走向	—		屈曲点以西：N38° E 屈曲点以东：N80° E	△ △
傾斜	—		屈曲点以西：60－80° 程度 西傾斜 屈曲点以东：40－50° 程度 北傾斜	○ ○
幅	—		屈曲点以西：10－15km 程度 屈曲点以东：10－15km 程度	○ ○
ずれの向きと種類	—		屈曲点以西：左横ずれ (西側隆起成分を含む) 屈曲点以东：北側隆起の逆断層	◎ ◎
平均的なずれの速度	—		0.8m／千年程度以上（上下成分）	○
過去の活動	—		最新活動：約 2 千 7 百年前	△
1 回のずれの量	—		2 m 程度（全体） 1－2 m 程度（上下）	○ △
平均活動間隔	—		4－5 千年程度	△
過去の活動区間	—		全体が 1 つの活動区間	△
将来の活動区間	—		全体が 1 つの活動区間	△
地震の規模	—		規模：M6.8 程度 ずれの量：2 m 程度（全体） 1－2 m 程度（上下）	△ △ ▲

※変更が生じた項目のみ表示

国府津－松田断層帯の評価についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 21 年 6 月 22 日)		今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)	
構成する断層	神縄断層、国府津－松田断層、塩沢断層、松田山山麓断層、松田北断層、日向断層など		国府津－松田断層 (副断層として渋沢断層、生沢断層)	
長さ	約 25km もしくはそれ以上	△	約 35km 以上	○
一般走向	N80° W (北西端－屈曲点) N35° W (屈曲点－南東端)	△ △	N31° W	△
傾斜	40－50° 北傾斜 (北西端－屈曲点；約 15km 以浅) 30－50° 北東傾斜 (屈曲点－南東端；約 5km 以浅)	○ ○	30－50° 北東傾斜	○
幅	20km 程度 (北西端－屈曲点) 10－15km 程度 (屈曲点－南東端)	○ ○	プレート境界からの分岐断層であるため評価しない(注 1)	
ずれの向きと種類	北－北東側隆起の逆断層	◎	北東側隆起の逆断層	◎
過去の活動	活動 1 (最新活動) 12 世紀以後、14 世紀前	◎	活動 1 (最新活動) 12 世紀以後、14 世紀前	◎

	半以前 (西暦 1350 年以前)		半以前 (西暦 1350 年以前) 西暦 1293 年	○
活動区間	断層帯全体で 1 区間	○	海溝型地震と共に活動 (注 1)	○

※変更が生じた項目のみ表示