

1 A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and
2 tsunamis along the Nankai-Suruga Trough, Japan.

3

4 Garrett, E., Fujiwara, O., Garrett, P., Heyvaert, V. M. A., Shishikura, M.,
5 Yokoyama, Y., Hubert-Ferrari, A., Brückner, H., Nakamura, A., Batist, M. D.,
6 the QuakeRecNankai team. 2016, *Earth-Science Reviews*, 159, 337–357.

7

8 日本の南海－駿河トラフ沿いの完新世の地震と津波の地質学的証拠に関する系統
9 的なレビュー

10

11 **Abstract**

12 南海－駿河トラフは、日本の南部海岸線の人口密集地帯のすぐ南にある沈み込み
13 帯であり、激しい揺れと地殻変動と津波の発生で特徴づけられる破壊的な巨大地
14 震(M8 以上)を起こす。700 km を超える断層に沿った地域における将来の地震災
15 害の予測は、過去の断層の挙動の包括的理解が必要だ。この地域は長期間の詳細な
16 歴史記録があり、古地震学はより長期的視点と重大な洞察を提示するポテンシャ
17 ルを持つ。本論文で、私達は、南海－駿河トラフ沿いの古地震と古津波の地質学的
18 証拠に関する現在の知見をまとめる。日本語と英語で公表された論文を組み合わ
19 せ、一部の論文中の結果を新たな年代モデルで修正することで、私達は多種多様の
20 出典から証拠をまとめ、批判的に評価する。古地震の証拠は、隆起海岸段丘、隆起
21 生物相、湖のタービダイト、液状化痕、沿岸の湖や低地における沈水した湿地や津
22 波堆積物を含む。75 本の論文が、70 以上の地点からの証拠を示す一方、説得力が
23 あり、年代がきちんと判明した証拠はわずかだ。最良の記録は、私達に歴史時代に
24 発生した 12 回の地震の最も可能性のある破壊領域の地図をもたらす。この時空間
25 の編集は、西暦 1707 年の地震で沈み込み帯のほぼ全体が破壊されたこと、西暦
26 1361 年と西暦 684 年の地震も同規模だったかもしれないことを示す。これらの大
27 規模の地震と地震の間に、より小規模な地震が起き、様々な破壊様式を示し、南海
28 ー駿河トラフを特徴づける。同一のセグメントの破壊の間隔は、歴史時代では 100
29 年以下から 450 年以上である。より長いタイムスケールでは、古地震の証拠は 100
30 年から 700 年の地震の間隔で示されるが、これらの数字は、地震間の本当の間隔
31 と同様かもしれないが、ある地点における証拠の形成と保存を支配する閾値の幅
32 を反映するかもしれない。現在、西暦 1707 年に経験した地震より大きなマグニチ
33 ュードの地震の発生を示唆する地質学的な証拠はないが、南海－駿河トラフ沿い

34 の様々な地震と津波イベントの相対的な規模を確立した研究はない。古地震の最
35 大マグニチュードの定量化を目的とした研究が不足する中で、私達は提示された
36 古地震の証拠に関する代替的仮説の問題点を強調する。すなわち、頑健な年代枠組
37 みの欠如、証拠の形成と保存の閾値の変化の不十分な評価であり、これらは今後研
38 究すべきである。

39

40 1. はじめに

41 想定外の規模の 2011 年の東北日本の地震・津波は、日本の地震対策に関して早
42 急な再評価をもたらした(Goto et al., 2014)。この地域で過去 400 年に経験した規
43 模を超える地震・津波の起こる可能性を十分に評価するという災害対策が失敗し
44 たことを受け、内閣府の中央防災会議(CDMC)は危機評価のガイドラインの改定を
45 提言した。これらは、任意の海岸線において最大規模の地震と最大規模の津波を定
46 義するために使用され、すべての入手できる証拠を要求する(CDMC, 2011, 2012)。
47 新ガイドラインは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込む
48 南海－駿河トラフ(Fig. 1a)に周到的な注意を払う。この沈み込み帯は、中部日本南部
49 の人口が密集し、高度に工業化された海岸線に隣接する。南海－駿河トラフ沿いの
50 地震・津波は、7 世紀から歴史に記録され(Ando, 1975b; Ishibashi, 1999, 2004)、
51 最近の大地震は西暦 1944 年と 1946 年に起きた。

52 古地震・古津波の地質記録は、代替的な証拠を提供し、歴史的アプローチを補完
53 する(e.g. Atwater et al., 2005; Cisternas et al., 2005; Jankaew et al., 2008; Sawai
54 et al., 2012; Shennan et al., 2014a)。Komatsubara et al. (2006a)と Komatsubara
55 and Fujiwara (2007)の先行研究は、南海－駿河トラフ沿いの古地震の証拠として
56 提示された事象の時空間分布をまとめている。これらの研究は、地質学的証拠がお
57 およそ歴史データと矛盾しないことを結論付ける一方で、正確に年代決定された
58 証拠の難しさと個々の地点からの古地震・古津波の特徴の復元が難しいことを記
59 した。これらのレビューの公表後、特に 2011 年の東北地震以降に、着手された野
60 外調査により、破壊様式と地震の間隔について議論され続けている(e.g. Satake,
61 2015; Seno, 2012)。

62 本論文では、南海－駿河トラフ沿いの古地震・古津波の全ての入手可能な地質学
63 的証拠の批判的検討を示し、私達は先行研究を十分に拡張する。この証拠は隆起し
64 た潮間帯生物群集や液状化痕、津波堆積物や海洋や湖のタービダイトに基づく。私
65 達は以下を行う。1)南海－駿河トラフ沿いの完新世の巨大地震と津波の地質学的
66 証拠に関する現在の知見を要約する；2)歴史地震の破壊領域を限定する；3)より長

67 い間隔で地震の発生間隔を定義するために、古地震記録の寄与を評価する；4)最大
68 規模と破壊様式の多様性を議論する。加えて、私達は南海－駿河トラフからの古地
69 震記録の解釈に関連した主要な結果の要点を述べ、如何に今後の地質学的研究が
70 将来の地震災害の理解に寄与できるかを勧告する。

71

72 2. テクトニックセッティング

73 九州南部、四国と本州西部に沿った南海－駿河トラフは、ユーラシアプレートの
74 下にフィリピン海プレートが北西方向に沈み込むことで示される。紀伊半島近く
75 の沈み込み帯の中心では、プレートが方位約 305° 沿いに平均 $40\text{--}55\text{ mm year}^{-1}$ で
76 収束している(Fig. 1) (DeMets et al., 2010; Loveless and Meade, 2010; Mazzotti
77 et al., 2000; Seno et al., 1993, 1996). その東端では、富士川－関東断層帯はフィ
78 リピン海プレートとユーラシアプレートとの境界沿いの陸側への延長部である
79 (Fig. 1). 幅 $2\text{--}5\text{ km}$ の断層帯は、複数の平行からほぼ平行の活断層で構成され、
80 約 40 km 伸び、フィリピン海プレートとユーラシアプレートとオホーツク海プレ
81 ートの3重点で糸魚川－静岡構造線と合流する(Lin et al., 2013; Maruyama and
82 Saito, 2007). 九州南部、南海－駿河トラフの西側の端は、琉球弧の下にフィリピ
83 ン海プレートが沈み込む琉球海溝と合流する。

84 南海トラフの沈み込み帯の形状と構造は、地震波反射調査(e.g. Bangs et al.,
85 2004; Park et al., 2010), 震央位置の研究(e.g. Hashimoto et al., 2004), 地震波ト
86 モグラフィの研究(e.g., Nakajima and Hasegawa, 2007b; Hirose et al., 2008; Liu
87 and Zhao, 2014), レシーバー関数解析(e.g., Shiomi et al., 2008)や広角反射法調
88 査(e.g. Kodaira et al., 2000, 2002; Nakanishi et al., 2002; Takahashi et al., 2002)
89 によりかなり制約される。スラブの深さは様々で、その形体は複雑だ(Fig. 1b). ス
90 ラブは走向に沿ってかなり多様で、九州、紀伊半島と駿河湾では急傾斜であり、四
91 国と遠州灘では傾斜が緩やかである(Baba et al., 2002; Hirose et al., 2008;
92 Nakajima and Hasegawa, 2007a). この違いが火山活動の地域変化をもたらす
93 (Nakajima and Hasegawa, 2007a). 紀伊半島と四国沖に沿った温度モデルは、深
94 さ 8 km から 25 km に伸びる地震発生帯と調和的で、また深さ 33 km から海溝ま
95 での遷移帯と調和的である(Hyndman et al., 1995; Mazzotti et al., 2000). 遷移帯
96 の深部では、プレート境界を位置づける低頻度の地震が起こる(e.g. Ohta and Ide,
97 2011). 沈み込みの過程は、沈み込んだ海山として解釈された異常に厚い海洋地殻
98 (Kodaira et al., 2002)と、新第三紀、第四紀の付加体と海洋地殻との間の接触の程
99 度(Nakanishi et al., 2002; Takahashi et al., 2002)が影響する。

100 測地データは、プレート境界が非常に結合し、累積したひずみがマグニチュード
101 7 や 8 を超える主要な巨大地震の発生で解消される(Aoki and Scholz, 2003;
102 Mazzotti et al., 2000; Ozawa et al., 1999; Sagiya, 1999). 分岐断層は、上部プレ
103 ート内の副断層であり、主要なプレート境界面から分岐し、プレート境界の破壊と
104 同時に滑り、津波の発生に関与するかもしれない(Cummins et al., 2001; Moore et
105 al., 2007; Park et al., 2002). 南海—駿河トラフ沿いの地震活動の最初の歴史記録
106 は、684 年の地震の発生であり、特に沈み込み帯の西部地域の海岸沿いで、広範囲
107 の被害と、地すべり、地殻変動と津波の浸水を起こした(Ando, 1975b; Ishibashi,
108 2004; Sangawa, 2009; Usami, 1996). この地震と、その後の時代の 11 の地震は、
109 マグニチュード 8 クラスの巨大断層の地震と一般的に受け入れられており、西暦
110 684 年, 887 年, 1096 年, 1099 年, 1361 年, 1498 年, 1605 年, 1707 年, 1854 年 (2
111 回), 1944 年と 1946 年 (Fig. 1c)のプレート境界の破壊帯のすべて、あるいは一部
112 で発生した. 加えて記録されていない巨大地震が、歴史時代に発生したかもしれな
113 い;これは 17 世紀以後からはなさそうである. なぜならば、徳川幕府の領地と村
114 レベルでの良質な古文書が保存され、詳細な記録が作られたためである. 日本の古
115 代と中世(西暦 700-1185 年と西暦 1185-1600 年)は、相対的に良い記録を示すが、
116 14 世紀後半や 16 世紀などの内戦時代は記録がよりまばらになる. 観測上の記録
117 と長期的な歴史カタログは、沈み込み帯が走向に沿ったセグメントをなすという
118 特徴であることを示し、セグメントは単独あるいは複数が連動して破壊するかも
119 しいない持続的な地震性セグメントである (Imamura, 1928; Ando, 1975b;
120 Ishibashi, 2004). Hyodo and Hori (2013)は、走向に沿うセグメントに加え、沈み
121 込み帯が、滑り込む深さが多様であり、より大規模な地震—主要な地震発生帯の上
122 の方が滑るという特徴を持つ—もあることを示した.

123 南海—駿河トラフの大地震の最も最近のペアは、隣接して発生したが、重複する
124 破壊帯は、紀伊半島付近で沈み込むフィリピン海プレートの角度の変化もしくは
125 割れ目によって分かれているわけではない(Baba et al., 2002; Baba and
126 Cummins, 2005; Cummins et al., 2002; Tanioka and Satake, 2001a, 2001b). 一
127 方、西暦 1946 年の破壊は、セグメント A と B(南海地域)に限定され、西暦 1944
128 年の地震はセグメント C と D を破壊した(東南海地域; Fig. 1). その前の西暦 1854
129 年の地震とは異なり、1944 年の破壊は東海地域の東のセグメント E まで伸びてい
130 ない(Ando, 1975a; Baba and Cummins, 2005). 西暦 1944 年と 1946 年の地震の
131 複雑な破壊は、沈み込んだ海山やプレートの間に局所的に閉じ込められた水と関
132 係しているかもしれない;どちらの要素もプレート間のカップリングを変化させ

133 る(e.g. Kodaira et al., 2002).

134

135 3. 情報源とデータ分析のアプローチ

136 私達は博士論文や専門家の報告の 75 本の文書を編集し, そのうち, 日本語論文
137 は 52 本, 英語論文は 23 本である. 私達は学会の要旨は含めないが, 要旨は追加
138 地点からの南海トラフの地震と津波の発生のさらなる年代の解明に役立つことを
139 記す(e.g. Chiba et al., 2015; Matsuoka and Okamura, 2009; Namegaya et al.,
140 2011; Shishikura et al., 2011, 2013; Tanigawa et al., 2015). 文献は, 様々なタイ
141 プの地点からの, 古地震の発生の証拠を導く; これらは 3 つのカテゴリーに分類
142 され, 激しい揺れ(液状化やタービダイト堆積物), 変位(海岸における生物相, 堆積
143 相や地形の変化の識別や岸に沿った断層の破壊)や津波の発生(海岸の浸食や堆積
144 の証拠)の証拠に注目する. Fig. 2 に, これらの古地震へのアプローチの典型的な
145 写真を提示する. 複数の証拠の有効性, 妥当性, そして限界の包括的概要は
146 McCalpin (2009)とこの章で提示する. 沈み込み帯の西端から, 私達は地震性セグ
147 メントの証拠を批判的に評価する. すなわち, 提示された証拠の起源は地震性では
148 ないという仮説を考慮すべきということである.

149 古地震と古津波の年代を示すため放射性炭素年代測定を用いた論文において,
150 私達は IntCal13 と Marine13 (Reimer et al., 2013)の最新の放射性炭素校正曲線
151 を利用して可能な限りデータを再校正する. 海洋サンプルからの年代は, 海洋放射
152 性炭素リザーバ効果を補正する必要がある; だが, 日本南部の海岸沿いの適切な補
153 正はいまだに不確実性がある. 黒潮は, 大気と十分に混合した水をもたらすので,
154 低い ΔR 値となる(Nakamura et al., 2015). Hideshima et al. (2001)と Yoneda et
155 al. (2007)は, 九州の南西の琉球諸島で 135 ± 48 年と -15 ± 64 年の年代幅を報告
156 する. 南海トラフの海岸線で, Nakamura et al. (2007)は吉胡から ΔR 値 -11 ± 103
157 年, 楠廻間で -201 ± 77 年を報告し, 一方, Yoneda et al. (2000)は紀伊半島で ΔR
158 値 -7 ± 0 年を報告した. Shishikura et al. (2008)は, この推定が博物館にある一
159 つだけの標本の測定であり, また, 試料が生きたまま採取されたかを確認できてい
160 ないと指摘する. それにもかかわらず, Nakamura et al. (2007)による ΔR 値は,
161 絶対年代の補正值に不確実性のある, より古い(中期完新世)の陸生の試料と海生の
162 試料のものなので, 私達は Yoneda et al.'s (2000)の値を採用する. Shishikura et
163 al. (2007)は, 南海トラフの東の三浦半島で ΔR 値 82 ± 33 年を提示する. その
164 値は南海-駿河トラフ地域からの最も良い換算であり, 十分に混ざった黒潮と調
165 和的なので, 私達は Yoneda et al. (2000)に従い, 全ての海洋試料の補正に ΔR 値

166 -7 ± 0 年を用いる。私達は、西暦 1950 年を基準として、 2σ の年代幅で校正し、
167 下 2 桁の値を四捨五入し、さらに歴史的な年代と比較できる西暦で報告する(cal.
168 year BP)。適切な場合には、ベイズ年代モデルのアプローチが古地震と古津波の
169 タイミングをかなり制約する。私達は、OxCal program v.4.2 (Bronk Ramsey,
170 2009)を用いて P_sequence (Bronk Ramsey, 2008, 2009) と Sequence (Bronk
171 Ramsey, 1995; Lienkaemper and Ramsey, 2009)のモデルを進展させた。

172

173 4. 南海一駿河トラフの古地震記録

174 公表された文献は、南海一駿河トラフ沿いの 72 地点の地震性変位、激しい揺れ
175 と津波の浸水の地質記録を記す(Fig. 3)。私達は提示された地震性セグメントを次
176 のセクションに分割する：日向灘(Z)、南海セグメント西部(A)、東部(B)、東南海セ
177 グメント西部(C)、東部(D)、東海セグメント(E)。

178

179 4. 1. 日向灘(Z)セグメント

180 沈み込み帯の最西端のセグメントからの可能性のある古地震の証拠は、九州東
181 部の鶴御崎の南端に位置する、龍神沼と呼ばれる海岸の湖から得た(Fig. 3, site 1)。
182 この汽水湖は、高さ 10 m の浜堤に面し、東端の狭いチャネルを通して海と湖との
183 水の入れ替えが起る(Furumura et al., 2011)。湖は過去 3500 年にわたる連続した
184 堆積物の記録を有し、有機物に富む泥の中に約 40 枚の砂層が存在する(Okamura
185 and Matsuoka, 2012)。海生の貝が存在し、湖の海側から陸側に堆積物の厚さが減
186 衰するため、Okamura and Matsuoka (2012)は、これらの砂層のうち 8 枚を津波
187 の浸水の証拠と解釈した。その著者らは、最上部の 3 枚の層を西暦 1707 年(宝永)、
188 西暦 1361 年(正平)、西暦 684 年(天武)の歴史津波と関連させ、より古い粗粒堆
189 積物を 1600, 1900, 2600, 3000, 3300 cal BP 頃とした。著者らは、より後の津
190 波による浸食がより前の浸水の証拠を除去するかもしれないという可能性を議論
191 する。放射性炭素測定の結果が公表されていないので、最新の校正曲線との再校正
192 は不可能で、また、龍神沼の津波の可能性のある証拠の年代の評価を不可能にす
193 る。さらに、現在公表されている証拠では、その地点の砂層と津波との関連を明確
194 にすることが出来ない。台風の高潮は、日本南西の海岸の湖で類似した粗粒堆積物
195 をもたらすことが知られている(e.g. Woodruff et al., 2009, 2015)。津波と高潮の
196 堆積物の特徴は、識別が難しく(Engel and Brückner, 2011; Kortekaas and
197 Dawson, 2007; Morton et al., 2007; Shanmugam, 2012)、龍神沼の砂層の原因と
198 なるメカニズムを突き止めるためには公表された証拠は不十分である。

199 4. 2. 南海西部(A)セグメント

200 四国南部の海岸の 2 つの低地の湖は、セグメント A—西の境界は足摺岬で、東
 201 の境界は室戸岬—の古地震の証拠を示すかもしれない。ただし沼は(Fig. 3, site 4),
 202 現在の海岸線から約 800 m 内陸にあり、高さ 5 m の浜堤の背後に存在し、4800～
 203 1300 cal BP の期間の堆積物記録を保持する(Okamura and Matsuoka, 2012;
 204 Okamura et al., 1997, 2000, 2003; Tsukuda et al., 1999). Okamura and
 205 Matsuoka (2012)は、津波が浜堤を突破したものかもしれない 14 枚の粗粒なウォ
 206 ッシュオーバー堆積物を認める。これらの砂層の最上部の 7 枚の砂層に含まれる
 207 植物片、木や貝殻は、それぞれの層の最も古い年代を提供する。陸生試料の
 208 IntCal13 の校正曲線と Marine13 曲線と貝殻の ΔR 値 -7 ± 0 年(Yoneda et al.,
 209 2000)を用いて、Okamura et al. (2000)の年代を校正すると、1070–1290, 1290–
 210 1520, 1400–1690, 1710–1950, 1830–2110, 2010–2310 cal BP となり、砂質堆
 211 積物の最も古い年代を提示する。これらの層の中で最新のものは、西暦 660–880
 212 年より後に堆積し、西暦 684 年の天武地震と関連する津波に対比されるかもしれ
 213 ない。人為的擾乱はより最近の津波の証拠を消したかもしれない。消されたかもし
 214 れない「津波の証拠」には、湖に浸水したことを示す歴史記録のある 1707 年の宝
 215 永地震に関係する堆積物を含む (Okamura and Matsuoka, 2012).

216 ただし沼の東、約 16 km にある蟹沼は(Fig. 3, site 5), 2000 年以上の堆積物の
 217 記録を保持する(Okamura and Matsuoka, 2012). 沼は、現在の海岸から 400 m
 218 内陸に存在し、高さ 5 m の浜堤の背後に位置し、6 枚の粗粒なウォッシュオーバ
 219 ー堆積物を含む。Okamura and Matsuoka (2012)は、これらの層を西暦 1854 年
 220 の安政南海地震、1707 年の宝永地震、1361 年の正平地震、684 年の天武地震、加
 221 えて 2 つの有史以前の 1350–1650 cal BP と 約 1950 cal BP の津波の証拠と解釈
 222 する。放射性炭素データが公表されていないので、これらの年代の再校正ならびに
 223 蟹沼と他地点の砂層堆積物の時代の詳細な比較はできない。ただし沼のように、高
 224 潮による浸水とする代替仮説もまた無視できない。

225 Sangawa (2001, 2009, 2013)は、四国南西の遺跡が巨大地震の際に揺れた証拠
 226 を残していることを示す。足摺岬の北、約 30 km の薊野と船渡は(Fig. 3, sites 2
 227 and 3), 文化の境界が 15 世紀の液状化痕の時期を制約する。これらの痕跡は、西
 228 暦 1498 年の明応地震の激しい揺れによるかもしれない(Sangawa, 2009). より正
 229 確な年代決定が出来ないので、上部プレートの断層活動ではなく、沈み込み境界で
 230 の特有の歴史的な破壊による液状化の証拠と断定するのは難しい。

231 環形動物、サンゴ、コケムシ、有孔虫、フジツボやサンゴ藻などを含む隆起貝層

232 は室戸岬の南端にあり，ここはセグメント A と B の境界と考えられている(Fig. 3,
233 site 6)(Iryu et al., 2009; Maemoku, 1988, 2001). Iryu et al. (2009)は，現在の海
234 水準よりも 9.18 m 上まである隆起貝層を識別したが，それらの標高と過去の地震
235 性隆起の時期と頻度との関係は不明確である.

236

237 4. 3. 南海東部(B)セグメント

238 セグメント Z と A のように，低地の海岸の湖は，セグメント B からの古津波の
239 証拠を提示するかもしれない．四国東端，蒲生田湖は幅 100 m 未満，高さ 5 m の
240 浜堤により海と隔てられている(Fig. 3, site 8). 海から近いにもかかわらず，西暦
241 1707 年宝永地震，1854 年安政東海地震，1946 年昭和南海地震に伴う歴史津波の
242 浸水の記述はない(Okamura and Matsuoka, 2012). 湖から 3500 年間の累積した
243 堆積物が回収され，一枚の粗粒なウォッシュオーバー堆積物を含み，その年代とし
244 て Okamura and Matsuoka (2012)は 2000-2300 cal BP の較正年代を与えた．こ
245 の砂層の堆積の仮説の一つは津波の浸水である.

246 Komatsubara et al. (2007a)は，紀伊半島の西端の大きな後背湿地である日高沼
247 の先行調査を報告する(Fig. 3, site 20). 2 つのコアのうち海に近い場所のコアは
248 (長さ 2.2 m)2 枚の砂層を含み，側方への連続性や海洋起源の証拠が欠けており，
249 現在のところ，砂層を津波の浸水に関係づけることを妨げる.

250 板野町，淡路島(下内膳)や紀伊半島西部(小坂邸痕，池島・福万寺，石津太神社，堺
251 市下田，田井中，橋ノ，酒船石，川辺，藤波)の遺跡は，考古学的遺物との層序学的
252 関係をもとに，年代決定された液状化痕が特徴的である．Sangawa (2001)は，こ
253 れらの地点の証拠をまとめ，1946 年昭和南海地震，1854 年安政南海地震，1707
254 年宝永地震，1605 年慶長地震，1498 年明応地震，1361 年正平地震，684 年天武
255 地震とほぼ一致する液状化の産状を図示する．液状化は激しく，長く継続する揺れ
256 により生じるので(Obermeier, 2009)，1605 年には京都周辺で揺れたことを示す歴
257 史記録のないこと(Ishibashi, 2004)は，この地震によると解釈した液状化痕の存在
258 を除外する．さらに液状化痕は，西暦 14 世紀，3 世紀，2 世紀，紀元前 1 世紀，
259 紀元前 3 世紀のものとなり，歴史記録の巨大地震と一致しないものもあるし，そ
260 れよりも前のものもある.

261 Iwai et al. (2004)は，室戸岬南東の土佐藩トラフから長さ 4.2 m のコアから 31
262 枚のタービダイトを報告する(Fig. 3, site 7). 浸食面と上方細粒化を示すタービダ
263 イトを，著者らは南海トラフ沿いの巨大地震による激しい揺れの証拠と解釈した.
264 浮遊性有孔虫の混合群集から再補正した放射性炭素年代は年代層序を与え，最も

265 新しい3枚のタービダイトは690-900 cal BP (西暦1050-1260年)より後に起き
266 た。Iwai et al. (2004)は、最も新しい3枚のタービダイトを西暦1498年明応地
267 震、1361年正平地震と1099年康和地震、さらに発生が議論されている西暦1233
268 年の天福地震(Ishibashi, 1998)の証拠とした。最近約700-900年間のコア断面の
269 年代情報の不足から、3つの最も新しいタービダイトと既知の地震とを正確に対比
270 することはできない。私達は、750 cal BP から940 cal BP の間と5450-5780 cal
271 BP の間にある23枚のタービダイトの年代を制約するために、Pシーケンスモデ
272 ルを採用する(追加情報 S1.1)。5枚のさらなるタービダイトは5450-5780 cal BP
273 よりも古い。歴史時代の詳細な年代層序の欠如は、この地点のタービダイトの発生
274 に必要な激しい揺れへの評価を難しく、また、非地震性の過程で発生したタービダ
275 イト流を記録したシーケンスの可能性の評価を難しくする。海や湖における全て
276 のタービダイトの記録では、嵐や、密度流の流入や、より小規模な地殻内の地震の
277 揺れもまたタービダイトの発生の引き金となる可能性として、津波と等価で評価
278 しなくてはならない(Talling, 2014; Shirai et al., 2010)。

279 紀伊半島の南端の地点は、南海(セグメントAとB)と東南海(セグメントCとD)
280 の地震破壊帯の境界にあたり、突発的隆起が繰り返した証拠を示す。口和深、雨島、
281 潮岬、出雲崎、荒船崎、池島、山見鼻、太地と鈴島(Fig. 3, sites 21-29)において隆
282 起貝層の年代、標高と固着動物相の構造は、繰り返し起きた急激な海岸隆起を示す
283 (Shishikura et al., 2008; Shishikura, 2013)。紀伊半島の岩石海岸は、潮間帯の環
284 形動物 *Pomatoleios kraussii* (*Spirobranchus kraussii* と同義)の固着をサポート
285 する。満潮時の水没時間がこの種の成長限界の上限を支配し、結果的に突発的隆起
286 で、満潮時における水没が断たれ、コロニーは全滅する。隆起したコロニーの最外
287 層の放射性炭素年代は、隆起の最古年代を制約する。さらに、殻は複数の別々の層
288 から成り、それぞれの層の外殻が複数回の隆起の可能性を反映する。急激な地震後
289 の隆起が、千島の沈み込み帯(Sawai et al., 2004)を含む、他地域で記録されている
290 が、Shishikura et al. (2008)は、トレンチと歴史記録にある地震性隆起の発生を考
291 慮し、紀伊半島の隆起を地震性と解釈する。出雲崎、池島、山見鼻の最も新しい外
292 縁の層から得られた放射性炭素年代は、1707年宝永地震の際の歴史記録にある隆
293 起と調和的である(Shishikura et al., 2008)。山見鼻の外殻は、2つのより古い大
294 量死の層を示し、再補正した放射性炭素年代の幅が西暦1605年と1498年の地震
295 と被っている。潮岬の隆起したコロニーは、校正年代が西暦1361年の地震と一致
296 することを示す一方で、口和深の最も新しい外殻の年代は西暦887年仁和地震で
297 の隆起を示す。雨島と鈴島の年代は、西暦684年の天武地震の隆起を反映するだ

298 ろう。Shishikura et al. (2008)は、さらに約 1700, 2200, 3000, 4500, 5200 cal
299 BP の隆起を提示する。

300

301 4. 4. 東南海西部(C)セグメント

302 セグメント C の古地震記録は、紀伊半島東部の海岸線と沖合と湖のタービダイ
303 トの記録に由来する。高さ 4–5 m の浜堤で海と隔てられた大池(Fig. 3, site 33)
304 は、2500 年間の堆積シーケンス中に 9 枚の粗粒層を含む(Tsuji et al., 2002)。これ
305 らの層の側方連続と起源については、2 m と 3.5 m の 2 つのピストンコアの報告
306 しかないので曖昧さがある。津波の浸水は原因のメカニズムの 1 つだが、高潮の
307 浸水の可能性も無視できない。8 枚の砂層内からの放射性炭素年代は、それぞれの
308 堆積の最古時代を制約し、550-690, 790-980, 1080-1290, 1420-1700, 1820-
309 1990, 1890-2150, 2340-2700, 2360-2720 cal BP の較正年代の幅を提示する
310 (Tsuji et al., 2002)。最も新しい 4 枚の砂層の年代はないが、シーケンスモデル(追
311 加情報 S1.2)で 1260-1520 cal BP に堆積時期が制約される。最も新しい 3 枚の砂
312 層の年代幅は(西暦 660-870 年, 西暦 970-1160 年, 西暦 1260-1400 年)であり、
313 それぞれ西暦 684 年, 1096 年, 1361 年の歴史津波と重なる。

314 Tsuji et al. (2002)は、高さ 5 m 以上の砂丘により隔てられた、幅 200 m の水域
315 の諏訪沼からのピストンコアから 7 枚の粗粒堆積物を報告する(Fig. 3, site 35)。4
316 本の採取されたピストンコア間の堆積層の対比は簡単ではなく、海と近いコアで
317 は、3 枚の砂層は西暦 1410-1470 年(未補正年代が提示されていない)の年代を示
318 す有機物の上に位置する。Tsuji et al. (2002)では、それらの 3 枚の砂層を西暦 1498
319 年明応津波、西暦 1707 年宝永津波、西暦 1854 年安政東海津波に関連付ける；し
320 かし、大池のように、それらの起源には不確実性がある。高潮のような、そのほか
321 の過程よりも、これらの層が津波の浸水を反映することを確立するためには、さら
322 なる情報が必要である。4 枚のさらなる砂層は、15 世紀の年代を示した有機物よ
323 り下位にあり、最も古い 2 枚の層から産した試料は 2310-2680, 2350-2700 cal
324 BP の補正年代を示した。

325 Komatsubara et al. (2007a)は先行研究で、紀伊半島の東部海岸にある紀伊佐野、
326 阿田和、志原、海野沼、片上池、こがれ池、船越池または「こ池」において(Fig. 3,
327 sites 30, 31, 32, 34, 36, 40, 41, 43)、湖や海岸低地の津波浸水の決定的証拠は無い
328 と報告した。数少ないコア (1 地点あたり 3 つまたはそれ以下) とコアの長さの短
329 さは(3 つ地点では 1.5 m 未満)、これらのサイトが Komatsubara et al. (2007a)の
330 先行研究では研究し尽されていない可能性を示す。

331 タービダイトのシーケンスは、日本の最大の湖、琵琶湖北部の流域の層序を特徴
332 的づける(Fig. 3, site 45) (Inouchi et al., 1996; Shiki et al., 2000). 厚さ数 mm か
333 ら数 cm の、タービダイトは基底面が浸食面で、側方に薄層化・細粒化し、2つの
334 明瞭なサブユニット(薄い砂層または砂質シルトがより厚いシルト層に被さる)が
335 特徴だ(Shiki et al., 2000). Inouchi et al. (1996)は、最上部 3 m で 20 枚のタービ
336 ダイト層を識別し、全てのコアで深さ 10–15 m に産する鬼界アカホヤテフラ
337 Smith et al. (2013)により 7165-7303 cal BP と年代決定された一の堆積後の平均
338 堆積速度を基に年代モデルを作成した. Inouchi et al. (1996)は、この年代層序を
339 用いて、歴史地震とタービダイトを関連付け、乱泥流堆積物の年代を 1944 年昭和
340 東南海地震, 1854 年安政東海地震, 1707 年宝永地震, 1498 年明応地震, 1361 年
341 正平地震, 887 年仁和地震とした. 琵琶湖周辺の多くの活断層と放射性年代の欠如
342 による年代の不確実性は、タービダイトと巨大地震の対比をかなり疑わしくする.
343 さらに、タービダイト発生には非地震性の引き金の可能性を考慮しなければなら
344 ない.

345 Ikehara (1999)は、紀伊半島南東、熊野トラフの長さ 4.8 m のコアにおいて半遠
346 洋性の泥の中から 22 枚のタービダイトの存在を報告する. 浮遊性有孔虫から得た
347 放射性炭素年代の再補正值は、最上部の 5 枚のタービダイトの年代が 2460-2790
348 cal BP より後であることを示す. 歴史地震の激しい揺れと堆積物とを結びつける
349 ことのできる年代はない. シーケンスモデル(追加情報 S1.4)は、2400 から 2670
350 年前と、4050-4460 cal BP の間に 5 枚のタービダイトの形成時期を制約する. 最
351 も古い 12 枚のタービダイトは、4230-4530 cal BP より前である(Ikehara, 1999).
352 熊野トラフに関しては、Omura and Ikehara (2006, 2010)と Omura et al. (2012)
353 が、海底地形、堆積物の供給源、海水準変動への理解が重要だとした. 彼らは、タ
354 ービダイトは嵐や潮流や海水準上昇と関連した海岸の変化を反映しているかもしれ
355 ないとした. 熊野トラフの Ikehara's (1999)のコアの約 30 km 南東地点で 1900
356 年代の堆積物の調査を行い、Shirai et al. (2010)も、地震性と非地震性のどちらも
357 タービダイトの引き金となる仮説を支持する. その著者らは、西暦 1940-1945 年
358 の堆積物と推定される淘汰の良い砂層を識別し、この層が西暦 1944 年の昭和東南
359 海地震によるタービダイト流と関連付ける. 年代層序は最上部の 30 cm 内の他の
360 タービダイトが既知の歴史洪水や台風に関連するもので、地震の揺れが熊野トラ
361 フのタービダイト堆積物の引き金の唯一の原因でないことを認める.

362 Sakaguchi et al. (2011)は、熊野トラフの付加体の斜面に位置する、国際海洋掘
363 削計画(IODP)のサイト C0004 で見つかった泥層の破碎ユニットの形成は激しい

364 揺れという仮説を立てる。5枚の泥層の破砕ユニットは、最上部0.8 m内にあり、
365 最大層厚は17 cmに達し、葉理のある泥層に挟まれる。 ^{210}Pb の減衰曲線は、最上
366 部の破砕ユニットがごく最近形成され、おそらく西暦1944年の昭和東南海地震の
367 時かもしれないことを示す。2枚目の破砕ユニット直上の浮遊性有孔虫の放射性炭
368 素年代は、3480-3550 cal BPの最も若い年代を提示し、一方、4枚目と5枚目の
369 ユニットは10,580-10,670 cal BPより前である(Sakaguchi et al., 2011)。破砕ユ
370 ニットが、巨大分岐断層の上盤斜面にあって下盤にはないことと上盤の方が強く
371 揺れる(重要な上向きの動きの結果)ことがODPのサイトC0004の泥層の破砕ユ
372 ニットの形成に必要となる。

373

374 4.5. 東南海東部(D)セグメント

375 志島低地の海岸の湿地堆積物(Fig. 3, site 42)は、薄く不連続な砂層を含み、砂層
376 は現在の海岸線から数百m内陸まで見つかる(Komatsubara and Okamura, 2007;
377 Fujino et al., 2008)。浜堤の高さは不明だが、人工の海岸堤防の高さは6 mに達
378 することから、自然堤防がこの高さより高い可能性はない(Fujino et al., 2008)。
379 砂層は、概して数mmから数cmの厚さで、腹足類や有孔虫から成る海洋性と汽
380 水性の生物を含む。掘削コアと手掘りのコアのほとんどで、砂層は明瞭な基底面を
381 有し、いくつかの砂層はリップアップクラストと層理を示す(Komatsubara and
382 Okamura, 2007; Fujino et al., 2008)。津波堆積物の固有の特徴ではないが、これ
383 らの痕跡は津波堆積物と一致する。種子、葉、木炭の放射性炭素年代は、砂層が
384 4500年間に堆積したことを示す(Fujino et al., 2008)。砂層が薄く不連続という特
385 性は、コア間の対比、砂層の枚数と推定津波の年代決定を今のところ妨げる。

386 相差の海岸低地(Fig. 3, site 44)は、標高1 m未満で、過去7000年の堆積物の記
387 録が存在する(Hirose et al., 2002; Okahashi et al., 2001, 2002, 2005; Yasuhara
388 et al., 2002)。12回の海洋のオーバーウォッシュイベントのシーケンスは、現在の
389 標高2.5 mの沿岸洲を超え、側方に連続する砂層あるいは砂質礫層をもたらし、
390 その厚さは最大22 cmである。長さ6 mのジオスライサーの試料において、陸に
391 向かって薄層化、上方細粒化し、海生の大型化石と微化石を含み、浸食基底面とリ
392 ップアップクラストがあることから、相差は津波のシーケンスを記録とするとい
393 う仮説を支持する(Okahashi et al., 2005)。砂層中の亜潮間帯の有孔虫の種
394 *Heterolepa haidingeri*と*Rectobolivina raphana*の産出は、台風で想定されるよ
395 りも深い水深からの堆積物の再堆積を提示する(Okahashi et al., 2002; Uchida et
396 al., 2010)。沖合の海底から運ばれたとすると、輸送距離は、8-14 kmで、そのよ

397 うな深さと距離を輸送するには、振幅 6 m で 60 分周期の津波を必要とするだろ
398 う(Uchida et al., 2010). 植物と木片から得た放射性炭素年代は、最も新しい津波
399 堆積物が 1550 cal BP より前であることを示す(Okahashi et al., 2005). 相違の歴史
400 津波の証拠の欠如は、この地点の人為的な排水と耕作を反映するかもしれない. シ
401 ーケンスモデル(追加情報. S1.3)は、5 枚の最も新しい砂層の堆積時期を 1540-
402 1620, 1560-1680, 1590-2870, 1990-3230, 3180-3990 cal BP に制約する(Fig.
403 3).

404 長谷元屋敷遺跡(Fig. 3, site 47)は、遠州灘沿岸に何度も津波が襲ったことを証
405 明するかもしれない厚さ数 cm から数十 cm の粗粒層を含む(Kumagai, 1999;
406 Nishinaka et al., 1996; Takada et al., 2002). 8 枚の砂層の中の最上部の 3 枚は、
407 10 m 以上側方に続き、より古い 5 枚の砂層は長さ 6.5 m の 1 本のコアから識別さ
408 れた. 2 枚の最近の砂層は、16 世紀と 17 世紀であると年代決定された地層の上に
409 あり、Takada et al. (2002)は、西暦 1707 年宝永津波と 1605 年慶長津波にこれら
410 の堆積物が関連するとした. 放射性炭素年代の再校正とシーケンスモデル
411 (Supplementary info. S1.5)は、5 枚の砂層が 540-840 cal BP (西暦 1110-1410 年)
412 で、最も古い砂層が 880 から 900 cal BP (西暦 1050-1150 年)に堆積したことを示
413 す. 津波、高潮、陸上のマスマーブメントが、この地点の砂の堆積のもっともらし
414 い起源だ.

415 Fujiwara et al. (2006b)と Komatsubara et al. (2006b, 2008)は、長谷元屋敷の
416 約 500 m 東、白須賀に隣接する、現在標高 5-10 m の浜堤の後背湿地で、7 枚の粗
417 粒な砂層を記述する. 最下位と最上位の砂ユニットの鉱物学的、粒子サイズの分布
418 は陸起源を示し、残りの 5 枚のユニットは海洋起源と推定された. これらの砂層
419 は厚さ 5-50 cm で、数十 m 以上側方に連続し、上方細粒化、カレントリップル、
420 リップアップクラスト、マッドドレープといった突発的な海の浸水との関係を示
421 す堆積構造を持つ(Komatsubara et al., 2006b, 2008). 堆積物中の堆積構造を基に、
422 Komatsubara et al. (2008)は、1 枚の層は高潮の結果だが、4 枚の砂層は津波浸水
423 を反映していると主張する. 放射性炭素年代の再校正とシーケンスモデル
424 (Supplementary info. S1.6)は、推定津波堆積物の時期を 40-280, 150-360, 290-
425 480, 490-560 cal BP (西暦 1670-1910 年, 1590-1800 年, 1470-1660 年, 1390-
426 1460 年)と制約し、Komatsubara et al. (2008)はそれらが 1854 年安政東海、1707
427 年宝永、1605 年慶長、1498 年明応の津波と関連するとした. 津波の浸水以外の他
428 のメカニズムによるものとした白須賀の砂層の存在は、上記の通り、長谷元屋敷の
429 近隣の地点も、高潮あるいは陸起源の堆積物の記録かもしれない.

430 地質学的, 地形学的データは, 新居周辺の古浜名川の氾濫原で西暦 1498 年明応
431 津波の影響を記述する歴史記録を支持する(Fig. 3, site 49) (Fujiwara et al., 2010b,
432 2013a). 河口から後背湿地への環境の急変は, 90 cm 以下の厚い砂層の堆積と一
433 致し, 河口の閉鎖を示す. 砂層は, 長さ 7.5 m のコアからのみ発見され, 海生, 汽
434 水生, 淡水生の珪藻の混合群集を含む. シーケンスモデル(追加情報. S1.7)は, 急
435 激な堆積相変化が約 430-650 cal BP (西暦 1300-1520 年)に起こったことを示す.
436 年代幅は, 西暦 1498 年の明応津波および, その後の西暦 1498 年と 1499 年の高
437 潮の後で河口の閉鎖とチャンネルの放棄があったとする解釈と一致する. 上記の砂
438 層とは別な砂層があり, 海生, 汽水生の珪藻を含み, シルトドレープと砂層の互層
439 からなる多重の層を示す: このシルトドレープと砂層の互層は, シルトが懸濁から
440 沈降するのに十分な長さの時間で隔てられた一連の津波の特徴と一致する. 砂層
441 の年代は, 10-270 cal BP (西暦 1680-1940 年)より後の年代で, 西暦 1707 年宝永
442 津波または西暦 1804 安政東海の津波の時の堆積を反映するかもしれない
443 (Fujiwara et al., 2010b, 2013a).

444 Nishinaka et al. (1996)と Kumagai (1999)は, 上記の新居の地点から東へ約 1.5
445 km の御殿跡で, 淘汰の良い青灰色砂層が 17 世紀の遺構を覆っていることを報告
446 する. その地点は, 当時の海岸線から 750 m の位置で, 現在は浜名湖の河口に接
447 する. 側方に延びる砂層は厚さ 20-30 cm に達する. 歴史記録は, 館が西暦 1699
448 年の高潮で破壊されたことを示すが, Nishinaka et al. (1996)は, 砂層が西暦 1707
449 年の宝永地震に続く津波による堆積を反映するとした. 西暦 1699 年の高潮は堆積
450 物の代替案だが, Kumagai (1999)は, 堆積物の広範囲性と古文書にある 2 回の海
451 水の浸水高から津波仮説を支持する.

452 浜名湖は, 遠州灘の海岸線にある大きな汽水湖で(Fig. 3, site 51), 10,000 年以
453 上前に遡る堆積物の記録を含む(Ikeya et al., 1990; Morita et al., 1998; Okamura
454 et al., 2000). 上潮三角州から採取した長さ 2 m のコアを調査し, Tsuji et al. (1998)
455 は, 礫と海生貝類の層を最大 8 回の津波の証拠と解釈し, 放射性炭素年代で 2 回
456 目, 3 回目, 4 回目の最も新しい堆積物の最古の年代範囲を示した. 私達の再校正
457 では, 50-400, 290-490, 470-640 cal BP (西暦 1550-1900 年, 1460-1660 年,
458 1310-1480 年)を提示する. 台風やチャンネルの移動が, 堆積物の最もらしい説明だ
459 が, Tsuji et al. (1998)は, 4 枚の最も新しい堆積物を西暦 1854 年または 1707 年,
460 1498 年, 13 世紀, 1096 年の津波の浸水と関連付ける. 2 枚のより古い堆積物は
461 それぞれ, 3050-3530, 3600-4060 cal BP よりも新しい. 浜名湖の主要部から採
462 取した 3.5 m のコアを調査し, Sato et al. (2016)は, より古い海からの浸水の可能

463 性を見出している。すなわち、砂質潮汐低地を指標する珪藻の多産スパイクを津波
464 あるいは高潮による湖内での堆積物の再分布と解釈するのだ。バルク堆積物の放
465 射性炭素年代は、4790-4420 cal BP の後に、このイベントが起こったことを示す。
466 加えて Sato et al. (2016)は、正確な年代決定がされていないが、先行研究に記さ
467 れたのと同様なトレンドである(Honda and Kashima, 1997; Kashima et al.,
468 1997; Morita et al., 1998), 湖の塩分上昇が西暦 1498 年の地震と同時であると解
469 釈する。Nishinaka et al. (1996)は、現在、湖と海と繋ぐチャンネルで、砂に覆われ
470 る 2 枚の有機物の層を識別する。上部の有機物層の放射性炭素年代は、280-0 cal
471 BP (西暦 1670-1950 年)の年代幅を提示し、上位の砂層は最近の歴史津波か嵐と関
472 係することを示す。さらなる堆積学的、年代学的情報なしでは、チャンネルの移動を
473 含む他の原因となるメカニズムを議論できない。浜名湖の古津波記録は、現在進行
474 中の QuakeRecNankai プロジェクト(De Batist et al., 2015)から得られる。

475 浜名湖の東の六間川低地の広域調査は(Fig. 3, site 52), 手動でのコア採取と、手
476 動のジオスライサーを用いて行い、厚さ 25 cm に達し、600 m 以上に広がる細粒
477 砂層を図示した(Fujiwara et al., 2013b; Sato et al., 2011; Sato, 2013)。3 m 以上
478 の長さのコアから発見された 1 枚の粗粒なユニットの堆積物は、斜交層理、陸方
479 向への薄層化・細粒化し、マッドドレープと海生珪藻群集を示し、津波起源である
480 ことを強く示唆する。砂層の堆積は、汽水性湿地から淡水性湿地への急激な環境変
481 化と一致し、潮流口の閉鎖を示す。Sato et al. (2011)の放射性炭素年代を含む、シ
482 ーケンスモデル(追加情報. S1.8)は、砂層が 3410-3790 cal BP に堆積したことを
483 示す。

484 中期完新世の高海水準の後に形成された高さ約 3 m の浜堤列は、浜松市の南と
485 西の広範囲の海岸低地を占める(Fig. 3, site 53) (Ishibashi et al., 2009; Matsubara,
486 2000; Sato, 2013)。浜堤の間の湿地に保存された砂層を Fujiwara (2013)は、津波
487 による浜松低地の浸水の証拠として解釈する。これらの津波堆積物のうち、最古の
488 ものは 3 km 以上内陸の、現在の海岸線から遠い湿地で発見される。現在の海岸線
489 と同様の距離に位置する、六間川低地のように、この湿地は 3150 cal BP のカワ
490 ゴ平のパミス層よりも新しい津波堆積物の可能性のある層を保存していない。現
491 在の海岸線により近い湿地は、より最近の津波の証拠として解釈された砂層を含
492 む。

493 田所付近の地点(Fig. 3, site 46)は、考古遺物との層序学的関係により年代決定
494 された液状化の証拠を含む(Sangawa, 2001, 2009, 2013)。与えられた年代は、西
495 暦 1944 年(昭和東南海), 1498 年(明応), 1361 年(正平), 887 年(仁和), 684 年(天

496 武)の歴史地震と重なる。年代測定のアプローチの正確さが不確実なため、激しい
497 揺れによる液状化の原因が、巨大断層か上部プレート断層の破壊かどうかは議論
498 できない。

499

500 4.6. 東海(E)セグメント

501 幅数百 m を超えるトレンチと長さ 2-4.5 m の振動コアは、太田川の氾濫原であ
502 る太田川低地の層序を明らかにする(Fig. 3, site 54)。三角州の砂、潮間帯の泥、ピ
503 ート、氾濫原のシルトからなる層相は、汽水性微化石を含む広範囲の側方へ連続す
504 る砂層を挟む(Fujiwara et al., 2008, 2015; Fujiwara, 2013)。砂層は、内陸方向お
505 よび川から離れるにつれて、薄層化し、細粒化し、このチャンネルが大規模な海の浸
506 水による堆積物の運搬の主要なルートであることを示す(Fujiwara, 2013)。上方細
507 粒化する単層の多層構造、陸方向のカレントリップル、マッドドレープの堆積学的
508 証拠もまた、津波由来を示す。最も新しい放射性炭素の試料は、760-920 cal BP
509 (西暦 1030-1190 年)で 2 番目の新しい砂層の下にあり、他の砂層の時期を制約す
510 る放射性炭素年代が既に公表されており、Fujiwara (2013, 2015)は、この地点の
511 記録は、西暦 684 年天武津波、西暦 887 年仁和津波、西暦 1096 年永長津波、西
512 暦 1498 年明応津波の証拠であることを示す。

513 Fujiwara et al. (2007a)は、太田川低地の西約 7 km の、横須賀低地の昔のラグ
514 ーンだったところで、堆積環境が急激に変化したことを報告する(Fig. 3, site 59)。
515 長さが最大 3 m のジオスライサーによる 35 試料は、堆積物の充填を図示する。河
516 口の泥から有機物を含む湿地堆積物への突然の変化は、この地点の突発的地震性
517 隆起を示し、側方へ連続する砂層と礫層は浸食基底面を有し、浸食基底面は隆起と
518 同時の津波堆積物の可能性を示す。5 つの放射性炭素年代を含むシーケンスモデル
519 (追加情報. S1.9)は、層相変化の年代範囲を 170-410 cal BP (西暦 1540-1780 年)
520 とする。地震性隆起に関して、この地域には西暦 1707 年の歴史記録があるが、津
521 波の浸水記録はなく、1680 年の高潮が砂層の代替候補である(Fujiwara et al.,
522 2007a)。

523 噴砂は、7 世紀中頃の坂尻遺跡の住居跡を乱している(Fig. 3, site 56)
524 (Sangawa, 2001, 2009, 2013)。これらの特徴の上には 8 世紀初頭の住居が新たに
525 作られているので、この場所が激しい揺れに見舞われたのは 8 世紀初頭より前
526 ある。西の東南海セグメントの田所のように、西暦 684 年の天武地震が、この揺
527 れの発生源だ。坂尻やその近隣の鶴松と原川の液状化痕(Fig. 3, sites 57 and 58)

528 は、2 世紀, 4 世紀, 紀元前 2 世紀に揺れが起きたことを示す(Sangawa, 2001,
529 2013).

530 Azuma et al. (2005)と Fujiwara et al. (2010a)は、御前崎岬の南西海岸で、潮間
531 帯砂と風成砂に覆われた 4 つの隆起海岸段丘を記載した(Fig. 3, site 60). 放射性
532 炭素年代は、下位の 3 つ段丘が 540–650 年前よりも前の時代, 2140–2310 年前,
533 4830–4960 年前に海の影響を受ける位置よりも上に隆起したことを示す; この結
534 果をふまえて Fujiwara et al. (2010a)は、平均隆起速度を $1.1\text{--}1.5\text{ m kyr}^{-1}$ と推定
535 する. 御前崎岬の先端の急速な隆起と北西数 km でのほかに低速度な隆起の不
536 一致を、Fujiwara et al. (2010a)は、巨大断層が滑ると同時に破壊される、高角
537 の分岐断層の活動であるとした. 年代制約が不十分なので、最も若い隆起段丘と歴
538 史地震との関連づけはできていない.

539 焼津平野の層序学的な最初の予備調査(Fig. 3, site 61)は、津波浸水または地震
540 性変動の証拠を示さないが(Kitamura et al., 2015), 歴史記録は、焼津平野が西暦
541 1498年明応津波, 1854年安政東海津波で浸水したことを示す(Tsuji et al., 2013).
542 現在の海岸線から内陸に 1~2 km の間で掘削された長さ 9 m のコアは、細粒な堆
543 積物の中に礫層を含むが、これらは突発的な海水の浸水よりは河川のチャネルの
544 側方への移動を反映していそうである(Kitamura et al., 2015). 現世の歴史的な津
545 波堆積物の欠落は、保存の欠如を示し、おそらく人為的な再堆積、あるいはコアの
546 本数の少ないことや海岸低地の環境での津波堆積物の断片性を反映しているかも
547 もしれない(cf. Brill et al., 2012; Garrett et al., 2013; Szczuciński, 2012).

548 Sangawa (2001, 2009, 2013)は、駿河湾西部の海岸の上土遺跡と河合遺跡で発
549 見された液状化痕を記載する(Fig. 3, sites 62 and 63). 時代の分かっている住居跡
550 と液状化痕と層序関係による年代決定により、液状化痕は 7 世紀後期と 13 世紀に
551 激しい揺れが起こったことを示す. これらの 2 つの時代の古い方は、西暦 684 年
552 の天武地震を含むが、後の時代の方は主要な歴史地震の時期と重ならない.

553 大谷低地(Fig. 3, site 64)は、7300 年間の堆積記録を保持する(Kitamura and
554 Kobayashi, 2014b; Kitamura et al., 2011, 2013a). 7 本の長さ 9 m のコアは、そ
555 の地点の層序を図示する. 淘汰が良く、円摩された海浜の砂からなる層が 3 枚あ
556 り、他の細粒堆積物の堆積を一時的にさえぎる. これらの砂層は浸食基底面、リッ
557 プアップクラスト、マッドドレープ、級化成層の多層構造を特徴とし、津波の起源
558 と一致する. 粗粒堆積物の側方への広がりには、不確実性が残り、特に最も新しい
559 層と最も古い層は 1 本のコアからしか発見されていない. 3 層のうちの中位の砂
560 層の上下での淡水の珪藻種の増加は、地震性隆起を示唆するが、この変化の規模は

561 定量化されておらず、Kitamura et al. (2013a)は、珪藻の総数の少ない試料数の限
562 られた試料からの解釈に基づく。最も新しい砂層は、6世紀の陶器の破片と、790-
563 930 cal BP (西暦 1020-1160 年)に放射性炭素で年代決定された桃の種を含む。
564 Kitamura et al. (2013a)は、この堆積物を西暦 1096 年の永長津波と対比する。よ
565 り古い 2 枚の砂層は、放射性炭素年代でまとめられ、シーケンスモデルの展開を
566 考慮し(追加情報. S1.10), 3580-3950 cal BP と 3920-4070 cal BP の堆積年代を
567 提示する。

568 Kitamura and Kobayashi (2014a)は、清水平野から堆積学的、生層序学的な証
569 拠を報告する(Fig. 3, site 65)。12 の掘削地点の 1 つにおいて、海生珪藻を含む砂
570 から汽水生と淡水生の珪藻を含む泥への変化は、西暦 1854 年の安政東海地震の歴
571 史記録にある隆起による海水の影響の減少を反映するかもしれない。変化の側方
572 への広がりや連続性は確立されていないが、放射性炭素年代は変化が、20-
573 260 cal BP (西暦 1690-1930 年)に起きたことを示し、安政東海地震の地震性隆起
574 の可能性を排除しない。Kitamura and Kobayashi (2014a)は、清水平野から選ば
575 れたコアで発見された砂層が、より古い津波の証拠であるとする仮説を立てた。4
576 枚の砂層は、最大で厚さ 70 cm に達し、級化とリップアップクラスト、浸食基底
577 面により特徴づけられる。主に海生二枚貝と巻貝から得た、放射性炭素年代のシー
578 ケンスモデルは、4 枚の推定津波堆積物が、3260-3580, 4010-4370, 5560-5720,
579 5630-6070 cal BP に堆積したことを示す(追加情報. S1.11)。

580 駿河湾の最奥部、富士川河口断層帯は、南海-駿河トラフの沈み込み帯の内陸へ
581 の延長部である(Fig. 3, site 66)。Lin et al. (2013)は、トレンチと露頭のデータか
582 ら滑り速度をレビューし、完新世の「断層破壊の繰り返し」の証拠を提示する。断
583 層帯の中央部における、芝川、久保、上井出断層を横切るトレンチは最近 1300 年
584 間に 1 度の破壊のあったことを示す。より北では、西暦 864-865 年の青木ヶ原溶
585 岩がずれているので、断層活動は最近 1150 年以内に起きたことを示す。断層帯の
586 南側セクションに沿った歴史記録にあるプッシュアップ構造と液状化痕から、Lin
587 et al. (2013)は、西暦 1854 年安政東海地震が有力候補であると結論付ける。最も
588 新しい時代の変位で作られた断層崖をもとに、Lin et al. (2013)は、平均滑り速度
589 は 5-8 m kyr⁻¹ で、平均発生間隔が 150-500 年となることを示す。

590 浮島ヶ原海岸低地は、駿河湾の最奥部に位置し、富士川河口断層帯のフィリピン
591 海プレート上からそのすぐ隣に位置する(Fig. 3, site 67)。この場所の層序は、有機
592 物が豊富なピートと無機物の泥層の互層である(Fujiwara et al., 2006b, 2007b,
593 2016; Komatsubara et al., 2007b; Shimokawa et al., 1998)。ピートとその上位の

594 泥層の境界面は、突然かつ、側方に数十～数百 m 以上続き、チャンネルの移動のよ
595 うな局所的な原因のメカニズムを排除する。層相化のうちの 2 つに見られる珪藻
596 群集の分析は、海の影響の突然の増加を示し、この地点が地震性沈降の複数のエピ
597 ソードを記録することを示唆する(Fujiwara et al., 2007b, 2016)。6 回の突然のピ
598 ートから泥の遷移が、約 1500 年前の大淵スコリアの上にある ; Fujiwara et al.
599 (2016)は、最も最近の遷移は、低地での稲作の拡大を反映しているかもしれず。残
600 りの 4 枚の境界面を地震起源と推測する。シーケンスモデル(追加情報. S1.12)は、
601 610-660, 1080-1120, 1190-1280, 1350-1380, 1360-1410 cal BP (西暦 1290-1340
602 年, 830-870 年, 670-760 年, 570-600 年, 540-590 年)の 5 回の地震性沈降年代を
603 制約する。これらの年代範囲の 1 つは、歴史記録にある西暦 684 年天武地震を制
604 約し、もう 1 つは 1361 年正平地震よりもわずかに古いである。Fujiwara et al.
605 (2016)は、独立して記録された地震と浮島ヶ原の証拠とを関連させる時には注意
606 が必要であるとしながら、富士川河口断層帯または東海セグメントの記録されて
607 いない破壊もまたありえる仮説であることを提示する。西暦 1707 年宝永地震、
608 1854 年安政東海地震の証拠の欠落は、耕作や埋め立ての影響を反映するかもしれ
609 ない。

610 Sawai et al. (2016)は、駿河湾北部、井田低地で淡水低地環境を示す有機泥に挟
611 在する、側方へ連続する砂層を報告する。厚さ 10～30 cm の砂層で、現在の海岸
612 線から少なくとも 200 m まで広がり、上方に向かって中粒砂から砂質泥となる。
613 わずかな珪藻は、塩分を好む種に汽水—海水と淡水種が混ざる。著者らは、砂層上
614 部からマグネシウムとカルシウム濃度の増加を識別する。堆積学的特徴、珪藻群集
615 と地球化学的なデータは、海からの高エネルギーの水流を示す。過去 1200 年間の
616 9 回の大嵐に関係する砂質堆積物の欠如に注目し、Sawai et al. (2016)は、砂層の
617 起源としては津波の浸水が最もらしいと結論づけた。砂層の上下からの放射性炭
618 素の試料を合わせた、包括的な年代決定のアプローチは、堆積時期を制約する。
619 シーケンスモデルにおけるこれらのデータの統合(追加情報. S1.13)は、630-830
620 cal BP (西暦 1120-1320 年)の年代を与える。Sawai et al. (2016)は、歴史記録に
621 ある西暦 1096 年, 1099 年, 1293 年または 1361 年との対比を示す。西暦 1293
622 年永仁または鎌倉地震は、相模トラフ沿いで発生し(Fig. 1)、三浦半島からも提示
623 された津波浸水の証拠を伴う(Shimazaki et al., 2011)。歴史記録の相違は、堆積物
624 と未知の津波との対比の可能性を示唆する。

625 伊豆半島南端の海岸にある入間村の下には巨大な砂丘がある(Fig. 3, site 69)
626 (Asai et al., 1998; Sugawara et al., 2005)。高さ 10 m 以上、長さ 250 m、幅 140

627 m に達する砂丘は、V 字型の入間湾最奥部、現在の海浜のすぐ後ろに位置する。
628 歴史記録と Sugawara et al. (2005)が求めた内湾での波の増幅モデルで、砂丘全体
629 を西暦 1854 年安政東海地震により堆積、再堆積した沿岸の砂と解釈する。
630 Fujiwara et al. (2009)は、長さ 20 m のコアの堆積学的分析に基づいた、異なった
631 解釈を提示する。著者らは、砂丘は風成砂丘であり、数 10 cm から数 m の 5 枚の
632 礫質砂層が津波または高潮堆積物を示すかもしれないと記す。Fujiwara et al.
633 (2009)は、最上位の礫質砂層は、現在の地表から約 3.5 m 下にあり厚さ 1 m の砂
634 層と礫層であり、その堆積時期は西暦 1854 年の津波と大きくは矛盾しないことを
635 示す。層中の海生貝類は、最も古い限界年代は 10-60 cal BP (西暦 1890-1940 年)
636 を提示し、私達は、海洋リザーバー補正の不確実性(Yoneda et al., 2000)が、この
637 年代の不一致を説明するかもしれないとした。

638 Kitamura et al. (2013b)と Kitamura and Kawate (2015)は、伊豆半島南端の 2
639 つの河川の谷である、南伊豆低地と吉佐美低地のコア調査を報告する(Fig. 3, sites
640 70 and 71)。著者らは 5000 年間の堆積シーケンスを確認し、氾濫原、後背湿地、
641 砂丘、海岸を含む環境を示し、津波浸水の証拠のある地点はなかったことを提示す
642 る。

643 下田の波食台にある岩に付着した固着性の潮間帯生物は、大波のイベントで運
644 ばれた証拠を提示する(Kitamura et al., 2014)。隆起したフジツボ、カキ、環形動
645 物の放射性炭素年代は、岩が潮間帯から移動した時に死亡したことを示し、5 つの
646 年代推定を提示する。最も新しいものは、岩の移動が 260 cal BP の後に起こった
647 ことを示す。Kitamura et al. (2014)は、最も当てはまるメカニズムとして、西暦
648 1854 年の安政東海津波を提示するが、高潮や南海-駿河トラフ (e.g. 西暦 1944
649 年昭和東南海津波)や相模トラフが震源の他の津波(e.g. 西暦 1923 年関東津波)も、
650 放射性炭素年代決定の結果と矛盾するものではない。

651

652 5. 議論

653 4 章でまとめた 72 地点の証拠を統合し、南海-駿河トラフ沿いの古地震と古津
654 波の地質記録から現在の知識を構成する。これらの地点の一部が、地震性変位、揺
655 れ、または津波浸水の確定的な証拠を提示し、私達は 6 章で古地震カタログの制
656 約を議論する。この章では、私達は現在から 1350 年間の地震と津波の最も利用可
657 能な地質学的証拠を示し、歴史地震の破壊帯をまとめ、発生間隔と破壊様式の多様
658 性を議論する。

659

660 5.1. 歴史地震の破壊帯

661 西暦 1944 年昭和東南海地震と 1946 年昭和南海地震の破壊帯は、津波波形の逆
662 解析、測地データ、地震波データにより十分に制約される(e.g. Ando, 1975b; Baba
663 and Cummins, 2005; Baba et al., 2002; Kanamori, 1972; Tanioka and Satake,
664 2001a, 2001b). 1944 年の地震のすべりは、紀伊半島の東で発生したが、セグメン
665 ト E までは延びなかった(Fig. 4a). 2 年後、重複しない破壊帯は、紀伊半島の西の
666 セグメント A と B で解放された(Fig. 4b). 地質記録は、どちらの地震もまばらだ
667 が、1944 年の揺れは、熊野トラフからタービダイトとマッドブレッチャ
668 (Sakaguchi et al., 2011; Shirai et al., 2010)および、田所の液状化の堆積物
669 (Sangawa, 2009)に記録されているかもしれない。紀伊半島の西側と四国の東部の
670 遺跡は、1946 年の地震の液状化を記録したものかもしれない(Sangawa, 2009).
671 津波堆積物または地震性変位の堆積学的証拠と地理学的証拠の公表された記録の
672 不足は、耕作による人為的再堆積と海岸線の工業化を反映するかもしれない。

673 たったの 32 時間差で発生した、西暦 1854 年安政東海地震と安政南海地震は
674 セグメント A から E を破壊した(Fig. 4c and d). 白須賀の津波堆積物の証拠
675 (Komatsubara et al., 2008)と下田の津波石の可能性のある証拠(Kitamura et al.,
676 2014), 富士川河口断層帯の破壊(Lin et al., 2013), 清水の隆起(Kitamura and
677 Kobayashi, 2014a)は、最初の地震が紀伊半島から東の 3 つのセグメントを破壊し
678 たと制約する(Fig. 4d). 翌日、安政南海地震はセグメント A と B を破壊した(Ando,
679 1975b; Ishibashi, 2004). 2 回目の古地震の証拠は限定的で(Fig. 4c), Okamura
680 and Matsuoka (2012)は、津波浸水の証拠として、蟹ヶ池の砂層を提示し、
681 Sangawa (2009)は板野町の液状化を参照する。紀伊半島南端の 3 ヶ所で
682 Shishikura et al. (2008)が報告した隆起貝層は、西暦 1854 年のどちらかの地震性
683 変位を反映するかもしれない。

684 地震性変位(隆起と沈降), 津波の浸水, 長時間の激しい揺れの広範囲の記録をも
685 つことから、歴史記録は、1707 年宝永地震が 1854 年の 2 つの地震で破壊された
686 領域で起きたことを示す(Ando, 1975b; Ishibashi, 2004). 推定された破壊帯は、
687 セグメント A から E で、長さ 600 km を超える(Fig. 4e). 地震と同時に発生した
688 津波の地質学的証拠は、南海-駿河トラフに及び、セグメント Z の龍神沼の津波
689 浸水の可能性のある証拠(Okamura and Matsuoka, 2012)や、セグメント D の長
690 屋元屋敷と白須賀(Komatsubara et al., 2008; Takada et al., 2002)でも津波浸水
691 の可能性のある証拠がある。セグメント D でも、横須賀低地の層相変化は、隆起
692 を記録したものかもしれない(Fujiwara et al., 2007a), 一方、沈み込み帯の中央

693 では、固着性生物が紀伊半島南部の地震性隆起を示す(Shishikura et al., 2008).
694 私達は、龍神沼の海水の浸水の年代または証拠の頑健性を確認できないが、
695 Furumura et al. (2011)は、この地点の証拠は少なくとも日向灘セグメント(Z)を含
696 む西に延びる破壊帯を支持すると論ずる. このセグメントの破壊がないとした津
697 波の遡上高のモデルでは、沼の浸水にはいたらず、あるいは、九州東部と四国西部
698 で記録された遡上高と符合しない. 西暦 1707 年の地震の地質学的証拠は、セグメ
699 ント E からはいまだに提示されていない.

700 1605 年の慶長地震は、揺れと地殻変動の記録が著しく少ない(Ando, 1975b;
701 Ishibashi, 2004). しかし、Yamamoto and Hagiwara (1995)は、セグメント A か
702 ら D の場所で 5 m を超す津波の遡上の古文書の証拠を報告する. 弱い揺れと大津
703 波との不一致は津波地震の発生を暗示し、Ando and Nakamura (2013)はセグメ
704 ント A から D の主要な地震発生帯の傾斜の上の方で、プレート境界の浅い部分の
705 破壊帯で起きたとする. 津波の浸水と標高の変化の公表された地質学的証拠は少
706 ないが、この破壊帯と調和的である. 推定津波堆積物は、白須賀(Komatsubara et
707 al., 2008)と長谷元屋敷(Takada et al., 2002)で報告され、どちらの地点もセグメン
708 ト D にある. 山見鼻の隆起貝層の年代 (Shishikura et al., 2008)と板野町の液状
709 化痕の年代(Sangawa, 2001)もまたこの地震と重なる.

710 セグメント D の各地点を、1498 年の明応地震の津波の浸水の証拠と仮定する
711 (Fig. 4g). 遠州灘の海岸沿いの、長谷元屋敷(Takada et al., 2002)と白須賀
712 (Komatsubara et al., 2008)の砂層と新居(Fujiwara et al., 2013a)と浜名湖(Honda
713 and Kashima, 1997)の環境変化の記録は、津波被害の歴史記録を支持する
714 (Fujiwara et al., 2013a). 潮岬の隆起貝層は、この時の紀伊半島南部の地震性隆起
715 を示すかもしれない(Shishikura et al., 2008). セグメント A から B の提示された
716 液状化痕は(Sangawa, 2001, 2009), 以前に提言されたものより、より西部に伸び
717 る破壊帯を示すかもしれないが、この仮説のテストには、さらなる歴史的かつ地質
718 学的証拠が要求される.

719 南海一駿河トラフの全 6 つのセグメントから提示された証拠により、1361 年の
720 正平地震と津波が記録されている地点の分布は、1707 年の宝永地震のものと同様
721 である(Fig. 4h). Okamura and Matsuoka (2012)は、セグメント C の大池で記録
722 された津波の浸水の可能性(Tsuji et al., 2002)とともに、セグメント Z と A の沿岸
723 の湖の浸水を提示する. 私達は、ある地点の津波の証拠の存在が必ずしも、隣接す
724 るセグメントの破壊を暗示するわけではないことを述べる;さらなるモデルの努
725 力として、詳細な海水準と海岸線の復元を結合し、破壊帯と古津波の証拠を関連付

726 ける必要がある(cf. Furumura et al., 2011). セグメント E の浮島ヶ原の沈降は,
727 1361 年の地震と関係する可能があり(Fujiwara et al., 2007b, 2016), 一方,
728 Shishikura et al. (2008)はセグメント B と C の境界である紀伊半島の隆起を記載
729 している. 西暦 1707 年のような, この隆起のイベントは, 隆起貝層が再度覆うこ
730 とはなかったので, より大規模な隆起か, その後の地震間の沈降の欠如を示す. 琵琶
731 湖のタービダイトの発生(Inouchi et al., 1996)と, 紀伊半島の西側の地点と田所
732 の液状化(Sangawa, 2001, 2009)もまた, この地震の揺れと関連するが, さらなる
733 年代の頑健性が, これらの地点で要求される. セグメント Z から E の破壊帯の連
734 動は, それ以前に解釈されてたセグメント A と B の連動に取って代わる. 西暦
735 1707 年の地震の証拠の分布と紀伊半島の継続的な隆起の類似(Shishikura et al.,
736 2008)は, 1 度の大きな破壊を指摘する一方で, 紀伊半島の東と西のセグメントの
737 時間差のほとんどない「より小規模」の破壊の可能性(cf. Ishibashi, 2004)を, 地質
738 学的証拠のみからは否定できない.

739 Ishibashi (1999, 2004)は, 13 世紀に 1 回以上巨大地震が発生したことを示す.
740 Ishibashi (1998)は, Usami (1996)の西暦 1233 年の地震を事実でないとして否定
741 する一方, セグメント B と E の遺跡の液状化の証拠(Sangawa, 2001)は, 1099 年
742 と 1361 年の歴史地震の間に激しい揺れがあったと示唆する. 長屋元屋敷の砂層は
743 他のプロセスで説明できないので, この時期の津波堆積物を反映しうる(Takada et
744 al., 2002). 12 世紀と 13 世紀に発生した地震の回数, 時期, 破壊帯は不明で, さ
745 らなる歴史的, 地質学的調査に注目すべきである.

746 歴史津波の欠如にも関わらず, Ando (1975b)と Ishibashi (1999, 2004)やその他
747 は, 西暦 1099 年康和地震をセグメント A と B を破壊した巨大地震として載せる.
748 津波の欠如と激しい揺れの限られた証拠は, 破壊帯が, 西暦 1854 年の安政南海地
749 震と 1946 年南海地震には類似しないだろうことを示す. その代わり, 1099 年の
750 地震は, プレート表面, またはプレート上部の断層のより小さい場所を破壊したか
751 もしれない. この地震の地質学的証拠は, かなり限られている. タービダイトが,
752 土佐婆トラフ(Iwai et al., 2004)と琵琶湖(Inouchi et al., 1996)から提示されている
753 が, 両地点ともに他の地震の可能性を排除するのに十分な頑健性のある年代層序
754 はない. 結果的に, 西暦 1099 年康和地震をマグニチュード 8 クラスの沈み込み型
755 の巨大地震と考える十分な証拠はまだない.

756 西暦 1096 年永長地震の破壊帯は, 歴史記録からセグメント C と D を含む
757 (Ishibashi, 1999, 2004). セグメント C の大池と諏訪沼(Tsuji et al., 2002), セグ
758 メント D の長屋元屋敷(Takada et al., 2002), 太田川低地(Fujiwara et al., 2013a),

759 セグメント E の大谷低地(Kitamura et al., 2013a)の津波の浸水の可能性のある証
760 拠は、この解釈を支持する(Fig. 4j).

761 歴史記録は、西暦 887 年仁和地震がセグメント A と B を破壊したことを示唆す
762 る(Ando, 1975b; Ishibashi, 1999). これらのセグメントの古地震の証拠は限定さ
763 れる(Fig. 4k). 私達の年代と深さのモデル(追加情報. S1.1)は、セグメント B の土
764 佐婆トラフのタービダイトが、この時期に発生したかもしれないことを示す一方、
765 紀伊半島の雨島と鈴島の固着生物の年代が西暦 887 年の地震性隆起と矛盾しない
766 (Shishikura et al., 2008). Ishibashi (2004)は、セグメント C と D の同時破壊が
767 歴史記録に基づくことを示す. 田所の揺れの証拠(Sangawa, 2009)は、この東への
768 広がり支持する. さらに年代測定が、この地震でセグメント E の太田川低地
769 の津波堆積物で提示された関係を確認する必要がある(Fujiwara et al., 2008).

770 Ando (1975b)は、セグメント A と B の破壊として、西暦 684 年天武地震を図示
771 し、Ishibashi (1999, 2004)は、暫定的にセグメント C, D, E に破壊帯を伸ばす.
772 古地震の証拠は、沈み込み帯の東端である浮島ヶ原低地の地震性沈降の可能性を
773 示す証拠(Fujiwara et al., 2007b, 2016)があることから、Ishibashi (1999, 2004)の
774 より大きな破壊帯を支持する(Fig. 4l). 加えて、Sangawa (2001, 2009)は、セグメ
775 ント D と E の液状化痕をこの地震に結び付け、一方、Shishikura et al. (2008)は、
776 紀伊半島南部の突発的隆起の証拠を提示する. 半島の西の、龍神沼、ただす沼、蟹
777 ヶ池の砂層は、津波の浸水を示す(Okamura and Matsuoka, 2012). 西暦 1707 年
778 と 1361 年と同様に、龍神沼の浸水は、684 年の地震で少なくともセグメント Z の
779 破壊を示すかもしれないが、海岸線の復元やモデルの調整がさらに必要とされる
780 (Furumura et al., 2011). より狭い領域の時間差のない破壊が、西暦 684 年の地
781 震と関係した証拠の代替的な仮説である.

782

783 5.2. 地震の間隔

784 歴史記録は、地震が 684 年から 1946 年の 12 回で南海—駿河トラフが部分的ま
785 たは、すべてを破壊し、沈み込み帯のどこかで大地震あるいは巨大地震が起きる平
786 均間隔($\pm 1 \sigma$)は 115 ± 89 年であることを示す. 多様な地震の発生を平均値で示
787 すのは不適切であり、地震の間隔は、32 時間(1854 年の 2 回の地震)から 262 年間
788 (1099 年と 1361 年の間)までの幅がある. プレート境界の同領域の破壊間隔に注
789 目すると(沈み込み帯全体よりも)、最短は日向灘と南海セグメント(Z, A と B)の 92
790 年と、東南海と東海セグメント(C, D と E)の 90 年だ. 私達が、津波の発生の記録
791 のないことと地質データの少なさのために 1099 年の地震を巨大なプレート内地

792 震から除外する場合、同様のセグメントの 2 回の破壊の最長の期間は 887 年の仁
793 和地震と 1361 年の正平地震で 474 年だ。1605 年の地震がただの境界面の最も浅
794 い位置で発生した場合(Ando and Nakamura, 2013), 主要な地震発生帯は 1498 年
795 から 1707 年の 209 年間破壊しなかったかもしれない。さらに, 1498 年の地震が
796 南海地域(セグメント A と B)まで伸びていなかった場合, この間隔は 1361 年と
797 1707 年の間の 376 年まで伸びるかもしれない。しかしながら, 古文書記録が断片
798 的あるいは不完全な時代に巨大地震が発生していた場合, 発生間隔はより短く推
799 定されるだろう。これらの不確実性の解決には, さらなる地質学的, 歴史的研究が
800 必要である。

801 古地震記録は, 歴史記録より長いタイムスケールの地震の間隔の情報をもたら
802 す潜在能力がある;しかし, 現在, 南海-駿河トラフ沿いの地点で, より良い年代
803 値を持ち, 適切な長さのシーケンスを示す場所はほとんどない。Okamura and
804 Matsuoka (2012)は, ただす沼が, 14 の津波で, 平均 270 年間隔であることを記
805 録し, 一方, 龍神沼はより長く, 300 から 700 年のよりばらつきの大きい間隔を
806 記録することを示す。著者らは, 浸水の証拠がその後の津波で浸食された結果, 見
807 かけより長時間になったと述べる。おおさつ低地の砂層(Okahashi et al., 2005)の
808 堆積年代に関する私達のモデルは, 平均間隔 400-600 年(2σ)で 8 回を示す。土佐
809 婆トラフの P シーケンスモデリング(Iwai et al., 2004)は, 過去 5500 年で平均間
810 隔 200-230 年のタービダイトの堆積を示す。浮島ヶ原低地の 5 回の地震性沈降の
811 時期のシーケンスモデル(Fujiwara et al., 2016)は, 平均 180-200 年, 100 年以上
812 の間隔を示す。それぞれの地点の間隔は, 巨大地震の本当の発生間隔と地域特有の
813 閾値の両方を反映する。ある地点の古地震記録は, 生成の閾値と保存の閾値を超え
814 た地震または津波のみを示す(Nelson et al., 2006; McCalpin and Nelson, 2009)。
815 結果的に, これらのイベントがある地点の閾値を超えなかった場合, ある地点では
816 また, ある期間のいくつかの地震または津波を実際より少なく評価するかもしれ
817 ない。ある地点ではまた, 非地震性の起源のものを古地震の証拠と誤認したため,
818 地震の頻度を過大評価するかもしれない(6 章で議論する)。

819

820 5.3. 最大規模の地震と津波

821 5.1 章で議論したように, 歴史記録は, 西暦 1707 年の単一の巨大地震で南海-
822 駿河トラフの 6 つのセグメントが破壊されたことを提示する。セグメント E から
823 は, この地震の地質学的証拠は提示されていない;この破壊がさらに東へ延びたかは
824 曖昧で, この問題の解決には, 今後, 駿河湾の海岸沿いと富士川河口断層での研究

825 は注目すべきだ。地質学的証拠は、西暦 1361 年と 684 年の地震は同様の破壊の
826 長さだったかもしれない。現在、破壊帯の長さがより長い地震が南海－駿河トラフ
827 で起こったことを示す、公表された地質学的証拠はない；しかし、この地域におい
828 て歴史地震または先史時代の地震の絶対的規模、または、相対的規模を比較するた
829 めに、地質学的証拠を用いた試みは少ない(Komatsubara and Fujiwara, 2007;
830 Komatsubara et al., 2006a)。

831 いくつかの試みは、この沈み込み帯に面する海岸線を襲った津波の相対的大き
832 さに関連した問題を扱う。海岸の湖の津波堆積物の調査記録により, Okamura and
833 Matsuoka (2012)は、砂層の有無や、それらの特徴を九州西部と四国南部を直撃し
834 た津波の高さの相違と関連づけている。龍神沼は西暦 1707 年の津波の証拠を保存
835 する一方で、その後の 1854 年と 1946 年の津波に関係する砂層の欠如は、それら
836 の津波が匹敵するほどの波高はなく、湖が浸水していないことを示す。龍神沼と蟹
837 ヶ池の西暦 1361 年と 684 年の津波に関係する堆積物の存在は、これらの津波が
838 この位置で 1707 年に相当する規模があったかもしれないことを示す。証拠の生成
839 の閾値のばらつきの可能性は、相対的海水準変動、海岸線の前進、津波の時の潮位
840 の高さ、浸食される堆積物の供給といった重要な要素を含めて考慮しなければな
841 らない。

842 時代を通しての海岸線の位置の詳細な復元と津波堆積物の内陸方向への最大限
843 の広がりの評価の編集は、古津波の相対的な浸水距離の比較を助けるだろう。さら
844 なる年代と層序の情報が必要だが、最初の発見は、歴史津波が浜名湖の東の低地の
845 最も内陸側の地域に浸水したことの無いことである(Fujiwara, 2013; Fujiwara et
846 al., 2013b)。六間川低地と浜松低地では、現在の海岸線から 3-5 km 内陸の湿地は、
847 3150 cal BP より古い津波の証拠しか保存していない。さらに最近の津波堆積物
848 は、現在の海岸線に近い湿地に制限され、過去数千年間、浜松海岸平野全体を浸水
849 させた津波がないことを示す(Fujiwara, 2013)。このアプローチの継続的発展と、
850 南海－駿河トラフ沿いの他の地域における同様のアプローチは、古津波に伴う最
851 大浸水距離のさらなる制約をもたらす。このような研究と震源断層の破壊モデリ
852 ングは必要だが、真の浸水距離は「識別可能な粗粒堆積物の内陸への分布」をかな
853 り超えることが分かっている(Abe et al., 2012; Goto et al., 2011; Shi et al., 1995)。

854 遠隔地(これらの位置は震源から海盆により隔てられる)の津波の最大振幅は地
855 震の規模と相関するが、この関係は震源に近い位置では成立しない(Abe, 1979)。
856 結果的に、南海－駿河トラフ沿いを襲った最大の津波は、最大の地震により引き起
857 こされていないかもしれない。最大の津波の遡上高、浸水距離、それらの海岸線方

858 向の分布の、さらなる野外の証拠は、完新世の津波の最大規模の疑問に答えるため
859 に探し求めるべきである。

860

861 5.4. 破壊様式，セグメントとスーパーサイクル

862 歴史記録は地質データにより支持され、南海－駿河トラフが 6 つのセグメント
863 で特徴づけられ、複数のセグメントの様々な組み合わせで沈み込み帯が地震で破
864 壊されることを示す(5.1 章参照). 西暦 1707 年, 1361 年, 684 年の全域での破壊
865 と、それらの地震の間の期間における「より小規模な地震」によるより小さな範囲
866 の断層の破壊は、スーパーサイクルの挙動の存在を示す(cf. Cisternas et al., 2005;
867 Goldfinger et al., 2013; Herrendörfer et al., 2015; Sieh et al., 2008). そのような
868 断層の挙動は、地質学的証拠によって与えられる、より長期のタイムスケールにお
869 いて識別することは現在のところ難しい. それにもかかわらず、最終的には放棄さ
870 れることになるまでの「隆起貝層の繰り返される再生」が、紀伊半島の南端で見ら
871 れ、上の仮説を支持する(Shishikura et al., 2008; Shishikura, 2013). これらの隆
872 起貝層の塊の中心には、3 回または 4 回の死滅イベントがあり、イベント後のコロ
873 ニーの再生が起き、最後のイベント後は再生しない. Shishikura et al. (2008)は、
874 一連の中規模の地震性隆起イベントとその後の沈降を繰り返し、最後の隆起イベ
875 ントが特大だったことを示す. 特大の隆起は、より多くのセグメントの連動した
876 「より大規模な地震」なのか、またはプレート境界の滑りの深さの違いによるのか
877 は不明である. Hyodo and Hori (2013)は、様々な地震について地震性変位の多様
878 性に関する可能性のあるメカニズムを提示し、彼らの数値モデルは、より大きな地
879 震は海溝を滑らせることが出来るのに対して、より小さい破壊は主要な地震発生
880 帯に限定されることを示す.

881 西暦 1605 年の地震は、他の南海－駿河トラフの破壊と同様でないことで際立
882 ち、歴史記録は、強い揺れがないにもかかわらず、津波が広範囲かつ被害を与えた
883 ことを示す(Ando, 1975b; Ishibashi, 2004). 5.1 章で議論したように、これらの特
884 徴は、津波地震と一致し、滑りが表面の最も浅い部分に制限される. プレーートの収
885 束速度 50 mm year^{-1} で、歴史記録の津波の遡上高を説明するのに十分な滑りの蓄
886 積には、100 年は必要とされる(Ando and Nakamura, 2013). 他の歴史的な破壊
887 に伴う激しい揺れの記録から推測されるのは(Ando, 1975b; Ishibashi, 2004), 津
888 波地震は慶長地震だけであることは、主要な地震発生帯の破壊と同時に浅い滑り
889 が起きることのさらなる支持か、表面の浅い部分のみの部分的な固着を示すこと

890 ができる。地質記録は、南海－駿河トラフ沿いの有史以前の津波地震の発生の識別
891 において現在のところ不十分である。

892 Ando (1975a)と Ishibashi (1976, 1981)は、地震空白域として、東海地域(セグ
893 メント E)を認定し、この考えは日本政府により 1978 年の大規模地震対策特別措
894 置法の導入と気象庁の地域の監視の集中と継続に貢献した(Rikitake, 1979)。東海
895 セグメントの破壊の頻度と東南海地域(セグメント C と D)の破壊との同時性は、
896 十分には理解されていない。地質記録または歴史記録は、両地域は西暦 1854 年、
897 1707 年、1361 年と 684 年に破壊したことを支持し、一方、観測記録は、1944 年
898 の地震が東南海セグメントだけを破壊し、東の東海セグメントまで延びていない
899 ことを示す。浮島ヶ原低地で識別された地震性沈降イベントは、主要な歴史地震に
900 対比できず(Fujiwara et al., 2007b, 2016)、記録されていない東海セグメントの破
901 壊か、富士川河口断層帯の破壊を反映しうる。セグメント E の単独の破壊の古地
902 震の証拠の欠如は、この場所が単一のセグメントの地震が無いというよりも、証拠
903 の生成の閾値を上回るのには、地震性変位の規模、揺れ、津波の浸水が不十分であ
904 ることを反映するのだろう。

905

906 6. 問題と可能性

907 調査地点の広がり、その結果のいくつかの古地震記録の長さにも関わらず、完
908 全で理路整然とした南海－駿河トラフ沿いの古地震の発生時期、発生間隔、破壊帯
909 と規模は、現在のところ、地質データから得られていない。これは、他の沈み込み
910 帯のセッティングと対照的で、アラスカ(Shennan et al., 2014a, b)、カスカディア
911 (Goldfinger et al., 2012; Nelson et al., 2006)、チリ(Moernaut et al., 2014)におけ
912 る複数の地点の統合記録は、有史以前の巨大地震の包括した知見がある。私達は、
913 古地震記録が南海－駿河トラフ沿いの地震災害の理解に現在のところ限定的にし
914 か貢献できない 4 つの鍵となる論点を示す：1)提示された古地震の証拠には代替
915 仮説のあること；2)異なった地域の証拠を対比するための年代コントロールの不
916 十分さ；3)最大の地震と津波の規模を検討するための調査設計の不十分さ；4)時代
917 を通じてかつ地域間の古地震の閾値の多様性の評価が不十分なことである。これ
918 らは、南海－駿河トラフで特有ではなく、認識された問題とそれに基づく提言は、
919 国際的な古地震研究に含蓄を与える。

920

921

922

923 6.1. 代替仮説

924 非地震性の起源の特徴を古地震の証拠として誤認した時、地質記録は地震や津
925 波の頻度を実際より多く提示するかもしれない。誤同定は等結果性から生じる。こ
926 の場合の等結果性とは、異なったプロセスが類似の堆積学的特徴または地形的特
927 徴をつくりだす概念である(Chorley, 1962; McCalpin and Nelson, 2009)。南海一
928 駿河トラフ沿いで、私達は、最も幅広い調査の証拠；タービダイト、液状化痕、津
929 波堆積物をもとにこの内容を記す。他の古地震のアプローチの限界は、Dura et al.
930 (2016), Carver and McCalpin (2009), Nelson et al. (1996) と Pilarczyk et al.
931 (2014)による包括的レビューと、4章を通して簡潔的に詳述した。

932 海と湖の堆積シーケンスは、複数の巨大地震の激しい揺れの長時間かつ連続的
933 な記録となるポテンシャルを有す。琵琶湖は狭い間隔でタービダイトを記録して
934 いるが、嵐、密度流による河川水の流入、より小さな揺れの地域的な内陸地震もま
935 たタービダイト流を引き起こす(Talling, 2014; Shirai et al., 2010)。このような代
936 替仮説は、琵琶湖の記録または熊野トラフと土佐婆トラフの沖合のタービダイト
937 の記録のどちらかを最終的に割り引いてはいない。実は、最近の歴史地震と関連づ
938 けられない熊野トラフのタービダイトの存在は、局所的地震または非地震性の過
939 程が働いていることを示す(Shirai et al., 2010)。等結果性は世界的なタービダイ
940 トによる古地震学に影響し、鍵となる今後の展望には歴史記録への堆積物の校正、
941 鍵層(e.g. テフラ)を用いた複数のコアの対比、堆積物の供給源の分析と流路の合流
942 テストを通しての地点の感度を確立することを含む(Goldfinger et al., 2012;
943 Moernaut et al., 2014; Poudoux et al., 2014; Van Daele et al., 2015)。

944 大地震の激しい揺れの記録とみなされる液状化痕も、より小さい地震の揺れや
945 非地震性起源の類似した堆積物の誤同定による過大認識に悩まされるだろう
946 (Obermeier, 1996, 2009)。液状化を引き起こすのに十分な大きさの表面最大加速
947 度は表面波のマグニチュードが5以下の地震(Ambraseys, 1988)なので、局所的な
948 上部プレート地震の発生は、南海一駿河トラフ沿いの地点のいくつかの液状化痕
949 を説明できる。特に非常に液状化しやすい堆積物、急速な堆積、地すべり、永久凍
950 土、被圧地下水泉は、類似の堆積学的特徴を生じるだろう。これらの過程のいくつ
951 かの影響を避けるために賢明な地点を選び、数 km 内の複数の場所で液状化痕を
952 識別し、ジオテクニカルテストと合わせて、地震性であることを決定する評価がで
953 きる(Green et al., 2005; Olson et al., 2005)。

954 本レビューで扱った論文は、頻繁に南海一駿河トラフ沿いの海岸の湖や低地で
955 発見された砂層を説明するために、津波を引き合いに出す一方、高潮も、津波の堆

956 積物と同様な特徴である粗粒砂層を堆積するかもしれない。台風による高潮は、南
957 海—駿河トラフ沿いに発生し、少なくとも地質学的タイムスケールで、地震活動の
958 ある地域で大きな高潮に襲われていないところはほとんどない。高潮と津波堆積
959 物の間の一貫した確実な識別は、研究者間で目下議論中である(Engel and
960 Brückner, 2011; Kortekaas and Dawson, 2007; Morton et al., 2007; Shanmugam,
961 2012)。詳細な堆積学的基準と複数の指標によるアプローチ(e.g. Chague-Goff et
962 al., 2011; Goff et al., 2012; May et al., 2015a)の注意深い適用(e.g. Komatsubara
963 et al., 2008; Fujiwara and Tanigawa, 2014)は、誤認の回避に役立つだろう。様々
964 な堆積環境において、最近の津波(e.g. Abe et al., 2012; Brill et al., 2012; Goto et
965 al., 2014; Szczuciński, 2012)と高潮(e.g. Hawkes and Horton, 2012; May et al.,
966 2015a, 2015b; Williams, 2009)が残した堆積物のさらなる徹底的な特徴づけと比
967 較は重要である。マイクロトモグラフィー(May et al., 2015a)、帯磁率の異方性
968 (Schneider et al., 2014; Wassmer et al., 2010)、微化石分析(Uchida et al., 2010)
969 のような堆積物の解析の新たな方法も、異なった波浪イベント堆積物の起源の識
970 別に役立つかもしれない。

971

972 6.2. 年代コントロール

973 時間差の小さいイベントを区別するための放射性炭素年代の使用の問題は、十
974 分に報告されている(Atwater and Yamaguchi, 1991; Nelson et al., 1995)。南海—
975 駿河の地震の短い間隔は、数時間から数年の間隔であることが歴史記録から明ら
976 かにされており、異なる地点の古地震の証拠の間で疑いの余地のない対比を確立
977 するための放射性炭素年代の使用を妨げる。このような問題は、アラスカのケース
978 が示すように、記録された古地震の間隔が数世紀を超える所(Shennan et al.,
979 2014b)や、例えば、年層の極めて高い時間分解能の年代層序で地震の発生時代を
980 決定できる場所(e.g. Moernaut et al., 2014)では、ほとんど問題にはならない。歴
981 史地震の堆積物の特徴を評価するには、古地震の証拠の時代のより正確な制約が
982 望ましい。Komatsubara and Fujiwara (2007)は、放射性炭素年代決定された試料
983 と提示された古地震の証拠とのあいまいな関係の問題を示す。私達は、今後の報告
984 事項のルーチンとして、試料の深さ、状態、物質、校正された放射性炭素年代、同
985 位体分別を含む情報を主張する。特に、層序学的に計画されたサンプリングのアプ
986 ローチを組み込んだ時に、放射性炭素分析は年代モデルを向上させる(c.f. Bronk
987 Ramsey, 2009; Lienkaemper and Ramsey, 2009)。加えて、年層、半減期の短い放
988 射性核種(^{137}Cs と ^{210}Pb)、ルミネッセンス年代測定、テフラ年代学と他の層序デ

989 ータ(花粉, 汚染物質)などの, 代替の年代決定は, 地点間の対比や古地震と歴史記
990 録の対比の向上を助けるだろう. 年代モデルと年代決定を補完する多様なアプロ
991 ーチの応用は, 南海一駿河トラフ沿いや世界中の地震災害のあった地域における,
992 地震と津波の堆積学的証拠の年代コントロールを強化するのに役立つ.

993

994 6.3. 研究計画

995 日本の内閣府の防災対策推進検討会議は, 最大規模の地震と可能性のある最大
996 の津波のさらなる理解が必要だと強調する(CDMC, 2011, 2012). この危機評価の
997 決定的なアプローチは, 可能性評価のための代替的かつ補足的なアプローチを提
998 示する. それにもかかわらず, 現在までに公表された研究の多くは, 議論の中心で
999 ある規模の問題を計画してこなかった. 古津波の遡上高と内陸への広がり of 正確
1000 な評価は, 津波堆積物の詳細な図示と特徴づけ, そして, 古海岸線と海水準の包括
1001 的な理解による(Fujiwara, 2013). 現在, 津波堆積物を解釈する際に, これらの補
1002 足的なデータは, 一律的には調査されていない. 識別可能な堆積物の広がり, 浸
1003 水距離の最小推定である一方, これは津波浸水と断層破壊のテストモデルの貴重
1004 な制約を与える(e.g. Sugawara, 2014; Witter et al., 2012). それゆえに, 今後の海
1005 岸研究は, 古海岸線の位置や海岸の変化のより良い理解のために求められ, 図示さ
1006 れた津波堆積物の分布と浸水モデルと, 断層モデルとを組み合わせるべきだ.

1007 タービダイトの記録または, 古地震の破壊の規模とマグニチュードの情報を提
1008 示する可能性がある(e.g. Goldfinger et al., 2003; Howarth et al., 2014; Moernaut
1009 et al., 2014; Pouderoux et al., 2014). 公表された論文は, 湖と海洋の堆積盆を過
1010 去の南海一駿河トラフの地震時の揺れの記録を保持する能力を有するとする一方
1011 で, これらの地点は十分な調査は行われていないし, 再調査も行われておらず, 新
1012 たな場所の調査を組み込むこともされていないが, 南海一駿河トラフの沈み込み
1013 帯を襲った最大規模の地震についての洞察を得ることができただろう. 前の段落
1014 で議論したように, 高分解能の年代が今のところ欠如しており, 地震性タービダイ
1015 トと他の過程で引き起こされたタービダイトとの区別の問題があることから, タ
1016 ービダイト記録の有用性は限定される. 新たな試みは, 既知の歴史地震の堆積学的
1017 記録を読み取ることを試みるべきであり, 地震性タービダイトの特徴の定義を確
1018 立し, 海洋と湖のセッティングでのより長い堆積物記録の探索にこの理解を使う
1019 べきである.

1020 追加される古地震へのアプローチは, 他の地点で成功したが, これまで南海一駿
1021 河トラフ沿いではめったに成功しておらず, そのアプローチは現在ある方法を補

1022 足するもので、古地震と古津波についての洞察を与える。例えば、Sugawara and
1023 Goff (2014)は、浜堤が地震に応答したかもしれないので、日本海溝沿いの古地震
1024 の発生時期の地形的記録を提示できるとした。南海一駿河トラフに面する海岸平
1025 野の浜堤システムの存在(Matsubara, 2005)は、この沈み込み帯への同様なアプロ
1026 ーチの適応の可能性を示す。

1027

1028 6.4. 古地震の閾値

1029 古地震と古津波の証拠の存在は、生成と保存の閾値による(Nelson et al., 2006;
1030 McCalpin and Nelson, 2009)。例えば、海岸の湖の層序のほぼ最下部で発見され
1031 た砂質津波堆積物では、津波は砂を運搬するのに十分なエネルギー(閾値の生成)を
1032 保持し、湖への流入口の高さより十分高くなければならず、そして、砂層は、例え
1033 ば、生物擾乱(保存の閾値)のような、その後の変質に耐えなければならない。地震
1034 または津波の証拠を保存する場所の感度は、原理的に主にそれらの原因のイベン
1035 トと、歴史地震と津波堆積物と比較することを通して、明確に評価すべきである
1036 (c.f. Moernaut et al., 2014; Van Daele et al., 2015)。現在、南海一駿河トラフの研
1037 究は、地点の感度とそれに対応する古地震の閾値を扱ったものはほとんどない。さ
1038 らに、このような閾値は時間と共に変化するので一例えば、海水準上昇あるいは低
1039 下による湖の流入口の相対的な標高の低下あるいは上昇、皮切りの過程とその
1040 結果の層序学的証拠または地形的証拠との関係は複雑になる。繰り返し起る地震
1041 と津波の証拠を比較する時、各イベントの規模を識別すべき場合は、これらの閾値
1042 の変化の影響を考慮しなくてはならない。

1043

1044 7. 結論

1045 南海一駿河トラフ沿いの 72 地点から提示された古地震の証拠の批判的検討は、
1046 沈み込み帯の古地震と古津波の地質記録に関する現在の知見を示す。それらの地
1047 点には、激しい揺れ、地震性変位あるいは津波の浸水の証拠を記録する海洋、海岸、
1048 湖、陸がある。地震と非地震性の証拠の区別に関する内容と過去の断層活動を理解
1049 するための十分な年代を持つ証拠を提示する地点は少数で、全体で見ると信頼性
1050 が不十分な情報もある。Environmental Seismic Intensity Scale (ESI; Michetti
1051 et al., 2007)のような震度のスケールを各地震について求める試みは、データの欠
1052 落によって妨げられている。現在のところ、南海一駿河トラフの論文で ESI スケ
1053 ールを用いた強度の推定は試みたものはなく、各地点の環境の影響についての完
1054 全な記録がないため、その試みは不十分なもので誤認をもたらすだろう。

1055 私達は、歴史記録のある 11 の地震のもっともらしい破壊帯を制約するために、
1056 最適な証拠を用いる。この時空間の編集は、西暦 1707 年の地震が提示された 6 つ
1057 の地震のセグメントのうち少なくとも 5 つのセグメント(その距離は 600 km を超
1058 える)における滑りとの関連を示す。地質学的証拠の分布は、西暦 1361 年と 684
1059 年の地震が、6 つのセグメントのすべてを破壊したことを示すけれども、隣接した
1060 セグメントの時間差のない破壊の可能性を排除するためには、さらなる調査が必要
1061 だ。これら地震の間に起きる地震は、沈み込みの表面のより狭い地域のもので、
1062 少なくとも 1 つ破壊は、主要な地震発生帯の上部の領域に限定された可能性があ
1063 り、破壊様式の多様性は豊富である。私達は、西暦 1099 年の地震が巨大なプレー
1064 ト内のイベントとみなす地質記録を発見したが、それは十分ではなく、また今まで
1065 に記録が見つかっていない沈み込み帯の巨大地震が、歴史時代に起こったかもし
1066 れないと考える。

1067 歴史記録と地質記録の組み合わせは、現在から 1350 年前までで、同じ地震性セ
1068 グメントの破壊の間隔が 90~474 年であることを示す。古地震のデータによって
1069 与えられる、さらに長いタイムスケールでは、個々の場所は 200~700 年の地震の
1070 間隔を示す。これらの数字は、巨大地震の間隔を反映していないが、古地震のデー
1071 タから地震の間隔を評価する際に、将来の評価は、証拠の生成と保存の閾値を考慮
1072 しなくてはならない。

1073 日本の内閣府の防災対策推進検討会議は、古地震の最大規模を明らかにするた
1074 めに用いる歴史的、地質データを求めており(CDMC, 2012)、その一方、南海-駿
1075 河トラフ沿いの古地震の相対的なサイズの比較あるいは、絶対的な規模の定量化
1076 には古地震のデータを用いた試みはない。然るが故に、西暦 1707 年に経験したも
1077 のよりも大規模な地震もより大きい津波の浸水の証拠も今のところない。今後の
1078 研究では、野外調査とモデリングを組み合わせ、最大規模の問題を解決すべき
1079 だ。手に入る古地震の証拠のタイプが多様な中で、海洋と湖のタービダイトの記
1080 録、海岸低地と湖からの津波の浸水の記録は、過去の断層の破壊の範囲の新しい知
1081 見を提示する良い場所である。これらのアプローチと補完的な方法は、確率的な地
1082 震災害のアセスメントに関連する付加的な問題に答えるための将来の試みの上で
1083 重要となる。これらは、時間を通してのセグメントの境界の永続性の不確実性、南
1084 海、東南海、東海地域の破壊の同時性、津波地震の発生頻度の特徴を含む。
1085 北村・今井