

1 History of ancient megathrust earthquakes beneath metropolitan Tokyo inferred from  
2 coastal lowland deposits

3 Mannen, K., Yoong, K. H., Suzuki, S., Matsushima, Y., Ota, Y., Kain, C. L.  
4 and Goff, J., 2018. *Sedimentary Geology* 364, 258–275.

5  
6 沿岸低地堆積物から推定した首都圏東京下の過去の巨大スラスト地震の歴史

## 7 8 9 要旨

10 首都東京は、過去 300 年に 2 回の巨大スラスト地震が発生した沈み込み帯の  
11 真上にある。しかし、この周辺のより古い地震の発生時期はあまり理解されてい  
12 ない。本研究では、沿岸低地からの層序学、古生態学、放射性炭素年代測定、考  
13 古学記録を用いて、過去の巨大スラスト地震のタイミングの特定を目指す。東京  
14 の南の沿岸部での 13 本のボーリング孔の調査は、6000 年間に 4 m の隆起の証拠  
15 を見出した。しかし、我々は、過去 1000 年の垂直変位は実質ほぼゼロであるこ  
16 とを発見した。本研究の結果は、過去 1000 年間に短期間のラグーン堆積物の保  
17 存が 3 回起きたことを示し、放射性炭素年代測定結果は、これらの保存のタイ  
18 ミングが主な歴史地震のタイミングに近いことを示す。したがって、我々は、「短  
19 期間のラグーン堆積物」の断続的保存は巨大スラスト地震による隆起の結果と  
20 考える。巨大スラスト地震の候補は、1703 年、13 世紀、878 年のイベントが挙  
21 げられる。これらのイベントは地震と地震の間の地盤沈下によって実質的垂直  
22 変位は解消されたため、この地域の長期的隆起をもたらさうる地震は 9 世紀以  
23 前に起きたことを提唱する。また、この研究は、実質的な地殻変動が中立である  
24 場所で、古地震学的アーカイブとしての「保存された潮間帯堆積物」の価値を実  
25 証した。

## 26 27 1. 序

28 首都圏または関東地方は、北アメリカプレートとフィリピン海プレートの収束  
29 境界をなす相模トラフに隣接する (Sato et al., 2005) (Fig. 1)。この地域は、  
30 歴史時代に数回の巨大スラスト地震 (関東地震 : KE と呼ばれる) が発生したと考  
31 えられ、首都圏への最大の地震脅威である。先行研究では、これらの事象の再発  
32 間隔は約 180~400 年であると推定している (Seno, 1977; Nyst et al., 2006)。

33 1923 年大正関東地震 ( $M_w = 7.9$ ) と 1703 年元禄関東地震 ( $M_w = 8.0$ ) の最新の 2 つ  
34 の巨大スラスト地震については、正確な年代が知られているが、それ以前のタイ  
35 ミングはあまり特定されておらず、地質学的証拠はほとんど見つかっていない。  
36 古文書には、首都圏に及ぶ 20 以上の破壊的な地震が記録されているが、報告は  
37 曖昧で、関東地震とそれより小規模の地震 ( $M_w \approx 7.0$ ) —ただし、プレート内やプレ  
38 ート間の破壊を含む壊滅的な地震である—との区別ができない (Grunewald and  
39 Stein, 2006; Toda et al., 2008) (Appendix 1).

40 沿岸の層序学の解析を用いた地殻変動とそれに伴う津波浸水の証拠の両方、  
41 またはそのどちらかを検出することで、沈み込み帯沿いの過去の巨大スラスト  
42 地震の証拠を得ることができる (Atwater, 1987; Nanayama et al., 2003;  
43 Cisternas et al., 2005; Satake and Atwater, 2007). 1923 年大正関東地震に  
44 続いて、東京の南の沿岸部、鎌倉で 0.8m の地震隆起が計測され (Omura, 1926;  
45 Miyabe, 1931), 1703 年元禄関東地震でも同様の隆起量が推定された (Shishikura,  
46 2003; Namegaya et al., 2011). しかし、地震と地震の間の地盤沈下 (国土地理  
47 院, 2015) は、1703 年のイベント以来、何世紀にもわたって実質的には隆起も沈  
48 降もない状態をもたらした. このプロセスは 1923 年大正関東地震後も続してい  
49 る. これらの関東地震は、沿岸低地を浸水させた津波を伴い、この地域で 5~7  
50 m の沿岸高に達すると推定された (Hatori, 1991). しかし、調査地域では、歴史  
51 時代の津波堆積物がいくつか発見されている (Fujiwara et al., 2006).

52 上記で言及されたのは、歴史時代のテクトニック変動の簡単な説明である. し  
53 かし、主要な地形や地質構造から推定される長期的なテクトニック変動は、これ  
54 らの推論とはいくらか矛盾する. 鎌倉と逗子の調査地域を含む相模湾の北東海  
55 岸は、北西-南東の隆起帯を形成する. この隆起帯は相模トラフと平行している.  
56 研究地域の背後にある沿岸の丘陵は新生代のもので、100 m を超える高さに達し  
57 ている. この地域の最古の地質学的ユニット (葉山層) は調査地域の南西に露出  
58 し、北西-南東に伸びる地帯を形成する. この丘陵地域は開析されているため、  
59 その隆起の歴史ははっきりしていない. しかし、隣接する段丘堆積物におけるテ  
60 フラ層の分析は、少なくとも 10 万年間に実質的には隆起傾向が進行しているこ  
61 とを示す. 最終間氷期マーカーの標高の集計は、過去 12.5 万年間にわたり隆起  
62 速度がかなり速い ( $>0.7$  mm/yr) ことを意味する (Okuno et al., 2014).

63 垂直テクトニック変位が累積しているように見える三浦半島と房総半島 (Fig.  
64 1) 南部での研究は、最近の 2 つの関東地震に関連した隆起海岸が識別されてい

65 る (Yonekura, 1975; Matsuda et al., 2014). さらに, 不明瞭な海岸段丘, 古い  
66 浜堤, 津波堆積物は, 暫定的に元禄関東地震に起因するとされている (Shimazaki  
67 et al., 2011; Shishikura, 2014). しかし, これらの年代を特定することは困  
68 難であると証明された.

69 本論文では, 長期間のテクトニック変動が中立的である首都圏の地震隆起の  
70 記録として保存された短期間の堆積物の利用を示す. 我々は, 沿岸の層序学と放  
71 射性炭素年代測定を用いて, 過去の関東地震イベントの年代を限定することを  
72 目指す. さらに, この地域の正確な隆起速度を得ることを目指す. 本論文で地質  
73 学的手法に基づき過去の関東地震イベントの年代を限定することを議論する.

74

## 75 2. 調査地点

76 鎌倉市と逗子市は, 首都圏相模湾の北西海岸にある (Fig. 1). 鎌倉は, この地  
77 域に最初の幕府が設立された 12 世紀末 (西暦 1180 年頃) には人口の密集した都  
78 市だった. 対照的に, 逗子は 19 世紀後半まで農村で, 詳細な地質学的歴史は知  
79 られていない. これらの地域は, 1923 年大正関東地震で 0.8 m の地震性隆起が  
80 あった (Omura, 1926; Miyabe, 1931). 1923 年以来, 年間測地調査が行われてお  
81 り, 鎌倉と逗子の両方で約 2 mm/yr の地震間沈降が起きていることが示されて  
82 いる (国土地理院, 2015). 完新世の地域的な海面変動は, 約 6000 年前 (縄文海進:  
83 JT) には現在のレベルより最大 8 m 高く, 弥生海退の時に現在よりも低下し, そ  
84 の後 2000~3000 年前までに現在の海水準に安定した (Umitsu, 1991).

85 この地域の最大潮位差は 0.9 m である. 現在, この地域ではいくつかの高潮  
86 が起こっているが, 顕著な海岸浸食は報告されていない. その中で, 鎌倉の沿岸  
87 低地では, 1949 年に発生した強力な台風により起きた高潮が報告されており,  
88 その時には庇 (ひさし) の高さ (おそらく海拔 5 m) まで浸水した (Minamide, 2004).  
89 19 世紀以前の高潮に関する詳細な報告はない.

90 調査地域には, 滑川 (鎌倉) と田越川 (逗子) の 2 つの主要な河川がある (Fig.  
91 1). それらの河床は主に粗い中礫質堆積物から成り, 一方, 海岸線は西からの漂  
92 砂によって海岸に運ばれた砂を主体としている (Aramaki and Suzuki, 1962). こ  
93 れらの砂は現在の浜堤を形成するが, 沿岸低地は 20 世紀初頭に埋め立てと排水  
94 工事が始まるまで湿地だった. 中世の考古遺跡の分布は, 定住地域が当時の内陸  
95 部に限定されていたことを示し, これに基づき中世の海岸線は図 2 のように推  
96 定されている (Matsuo, 1989). 西暦 1659 年刊行の図の案内書は, 研究地域が当

107 時ラグーン環境だったことを示す(Saito, 1999). しかし, 徳川幕府によって発  
108 行された最初の詳細な海岸地図にはその調査時点においては, この地域には水  
109 がないことを示しておりまた, その後の書物にラグーンを記したものがないた  
110 め, ラグーンは西暦 1800 年以前に消滅していた可能性が高い. 低地中央におけ  
111 るボーリング孔データはラグーンシステムの埋積作用の歴史を保持していると  
112 予想されるので, ラグーンシステムと地震隆起との関係が本研究の主題となる.

113 低地縁辺のボーリング孔データは, 様々な堆積環境を示すと予想される. 地点  
114 K(Fig. 2)は, 1253 年頃に建立された鎌倉大仏で知られる高德院に位置する. こ  
115 のような歴史的背景から, 地点 K は今日のように排水環境が乏しい場所と推定  
116 されるが, 歴史時代を通して居住地だったことは明らかだ. Matsushima(1999)は,  
117 建設工事から得られたボーリング孔記録を収集し, これらの低地縁辺地域では,  
118 約 6000 年前の内湾堆積物の上に, 厚い泥炭層が重なることを明らかにした. こ  
119 の内湾から湿地環境への移行のタイミングとモードは, 本研究の第 2 の主題で  
120 ある.

111

### 112 3. 方法

113 鎌倉と逗子にまたがる 6 つの場所を調査した(Fig. 2). 各地点で複数のボー  
114 リングコアをバイブロコアラ(vibrocorer)で採取し, 6 地点から合計 13 本のコ  
115 ア(長さ 5~6 m)を得た(Table 1). コアは採取直後に実験室で半裁した. その後,  
116 年代測定, 化学的, 古生物学的分析用サンプルを採取し, 冷蔵庫に保存した. VRS-  
117 GPS(誤差 $\pm 2$  cm)を用いて, 各ボーリング地点の標高を測定した. コアの圧縮は  
118 見られず, 地質境界レベルの誤差は $\pm 10$ cm 以下と考えられた. 各地点で層序を  
119 記録し, 微化石・大型化石(珪藻, 花粉および軟体動物)の分析と産業総合研究所  
120 の地質調査所の Flash 2000 CHNS 元素分析計で計測した全硫黄含有量によって,  
121 各堆積相の堆積環境を決定した. Chiba and Sawai(2014)に従った珪藻の生息環  
122 境と塩分耐性の分析と合わせて, 総硫黄含有量を塩分指標として用いる.

123 堆積年代は放射性炭素年代測定によって決定した. 34 の有機物試料の放射性  
124 炭素年代測定(Table 2)を, 加速器質量分析で行った. 本研究では, 切断面上で  
125 見つかったほぼ全ての大型植物(直径数ミリメートル以上)を採取し, 年代測定  
126 した. 切断面に植物がなかった重要な層(以下では, ユニット B と呼ぶ)と他の  
127 層に関しては, 我々は堆積物を水でふるい, 小さな植物片を濃縮し抽出した. 同  
128 一層から複数の植物が得られた場合, 我々は年代測定のためのサンプルを無作

129 為に選択した。データは、OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) を用いて、陸生植物  
130 および貝をそれぞれ IntCal13 および Marine13 曲線に校正した (Reimer et  
131 al., 2013)。海生貝類について、この地域の  $\Delta R$  は比較的低位のため ( $82 \pm 33$  年;  
132 Shishikura et al., 2007), リザーバー効果を適用しなかった。本研究では、海  
133 生貝類の年代測定結果は比較的古い堆積物 (3000–7000 年前) に用い、陸上の歴史  
134 時代の堆積物は陸生植物の年代に基づいて議論した。これは、同一層準では、海  
135 生貝類の年代値が植物のそれよりもかなり古い傾向があるためだ。

136 花粉群集の変化から堆積年代を同定した。歴史的な森林減少の結果、自然植生  
137 (*Cryptomeria*: 日本のスギ, *Quercus*: 日本のオーク, *Castanopsis*: 日本のシ  
138 イ) は、成長の早い *Pinus* の卓越する植生に置換された (Suzuki, 1999) (Appendix  
139 2)。

140

#### 141 4. 層序と解釈

142 本研究の全地点の層序は、表層付近の堆積相に基づき、砂質と泥炭質の 2 ク  
143 ラスに分類される。この結果は先行研究と一致する (e. g., Matsushima, 1999)。  
144 砂質タイプは沿岸低地中央部の 5 地点に見られ、近くの浜堤からの風で運搬さ  
145 れた砂の寄与が推測される。泥炭質タイプは内陸で見られ、あまり排水されてい  
146 ない環境だったと思われる。我々は泥炭に分類できるいくつかのボーリング孔  
147 を得た。しかし、より新しい人工物の存在と年代測定サンプルの混合に示される  
148 ように、ほとんどのものは人間活動で擾乱されていると思われる。よって、これ  
149 らの攪乱された泥炭地の古環境を評価するためのさらなる分析は適当ではない。  
150 しかし、K 地点の K-4 ボーリング孔の地質にはほとんど変化が見られず、泥炭質  
151 タイプの層序を示す。

152 泥炭タイプのボーリング孔とは異なり、砂質タイプのボーリングコア層序の  
153 大部分は無傷のようである。これらの擾乱のレベルの違いは歴史的土地利用の  
154 差に起因し、沿岸低地は 20 世紀の開拓まで放置されてきたのに対し、内陸部は  
155 12 世紀以来都市化されてきたのである。この 2 つのタイプの層序は、次のセク  
156 ションで検討する。

157

#### 158 4.1. 沿岸低地中央部

##### 159 4.1.1. 結果と堆積相の解釈

160 砂質タイプの地点 (H, I, S, Z, Zu; Fig. 2) のボーリング孔層序は、4 ユニッ

161 トから成る(A-D, Fig. 3). Fig. 4に, 考古学遺物, 放射性炭素年代測定および  
162 微化石, 全硫黄および軟体動物の分析用試料の採取層準を示す. 生データはすべ  
163 てオープンアクセスデータセットに提出されている(Mannen et al., 2017).

164 基層(ユニット A)は, 青灰色シルト質極細砂からなる. *Macoma sector*,  
165 *Rhinoclavis kochi*, *Dosinella penicillata*などの潮間帯に生息する種を主体  
166 とする軟体動物化石を産する. ユニット A の上部境界面が, 現在の海面とほぼ  
167 同じである(Fig. 4). 放射性炭素年代測定結果は, このユニットが鎌倉で暦年代  
168 で約 5000 年前, 逗子で約 4000 年前に形成されたことを示す(Fig. 5). ユニット  
169 A の硫黄含有率は比較的高い(0.355-1.809%; 平均 1.222%). 中部沿岸低地の  
170 ユニット A は, 珪藻の低含有量(1 スライドあたり 8-30 個)で特徴づけられ, 珪  
171 藻殻の表面構造と堆積物の特徴は還元条件下でのシリカ溶解を示す.

172 調査地点の地形は, 海面水位が現在よりも 4~6 m 高かった時に, 沿岸低地環  
173 境で河口が形成されていた可能性が高いことを示す(Fig. 2). この観察は, 同定  
174 された化石軟体動物群集と年代測定結果を合わせると, ユニット A は縄文海進  
175 最盛期(約 6000 年前)後に堆積した亜潮間帯河口堆積物を示す.

176 ユニット B は, 厚さ 30-50 cm の主に礫層からなり, 調査地域のより内陸の新  
177 第三系の露頭から運搬された中礫サイズの泥岩碎屑物を主成分とする(Fig. 3).  
178 鎌倉では, 中世の陶器(かわらけ)の円摩された小礫サイズの断片がユニット全  
179 体で見つかり(地点 I-3 を除く), これは 12 世紀末後の堆積物を示す(Kawano,  
180 1986). これらの遺物は, 他で議論されているように逗子にはない. 逗子の調査  
181 地点のどこにも現代の人工物(ガラス, コンクリートなど)は見つからなかった.  
182 地点 I と Zu では, ユニット B はかなりの量の無傷な貝殻を含み, それらは様々  
183 な海洋環境に棲む貝である(Fig. 6). シルト片から抽出された珪藻種の分析は,  
184 海洋種の割合が高いことを示す(46-93%; Fig. 4; Mannen et al., 2017). 保  
185 存されにくい環境で, ユニット A の珪藻がほとんどないため, 下層の堆積物か  
186 らの珪藻の汚染や混入はほとんどありえない.

187 放射性炭素年代測定は, 6 世紀と 9 世紀の間の年代を示した地点 I-3 および逗  
188 子の地点 Zu のボーリング孔を除き, ほとんどの地点でユニット B が 12 世紀よ  
189 り若いことを示す(Fig. 7). この年代測定結果は, 「かわらけ」の有無のパター  
190 ンと一致する(Fig. 4). ユニット B の堆積環境はセクション 5.2 で議論する.

191 ユニット C は, 主に砂とシルト質砂で, 礫をいくらか含む(Fig. 3). 大部分は  
192 塊状だが, 稀に平行層理が見られた. 有機物含有量と水分含有量は全体を通して

193 高く、一部泥炭層が存在する（有機質層を Fig. 3 に示す）．無機質の碎屑物の粒  
194 度測定は平均粒径  $2.3\phi$  を示し、これは現在の浜堤の粒度 ( $2.4\phi$ ) と一致するこ  
195 とから、現在と同様の風が運搬したものであることが示された (Mannen et al.,  
196 2017)．珪藻群は、*Hantzschia amphioxys* や *Amphora montana* のような陸に豊富  
197 な種が多いので、陸上環境を示す (Fig. 4; Mannen et al., 2017)．一般的に低  
198 い硫黄含有量 (0.025–0.29 wt%, 平均 0.113 wt%; 海岸に隣接する地点 S を除  
199 く) もまた、ユニット C が陸上堆積環境であることを支持する (Fig. 4)．これら  
200 の観察は、文書の証拠と合わせて、ユニット C が浜堤背後の後背湿地に堆積し  
201 た風成堆積物から成ることを示す．ユニット C の年代は、ユニット B の年代が  
202 16 世紀よりも若い場所では、ユニット B の年代に非常に近い．この年代結果は、  
203 ラグーン環境が 1659 年から 1800 年の間に消滅し、風成砂で急速に覆われたこ  
204 とを示す歴史的証拠と一致する．

205 厚い (最大 1.8 m) 上層のユニット D は、明茶色で淘汰の良い細かい風成砂と  
206 20 世紀初頭の人工埋立物から成る (Fig. 3)．この砂は表面まで達し、風成砂か  
207 ら成る砂丘を示す可能性が最も高い．いくつかの層では、砂はシルト質で腐植物  
208 が多く、カタツムリの殻を含む (Zu-1; Fig. 4)．これらの有機物に富んだ層準は、  
209 十分に発達した植生が安定していた時代に形成されたと考える．ユニット D の  
210 最も古い基底の年代は Zu-2 (逗子) の 13 世紀であり、最も新しい基底の年代 (16  
211 世紀以降) は鎌倉のボーリング孔に見られた (Fig. 7; Table. 1)．

212

#### 213 4. 1. 2. 歴史堆積物の分類

214 ユニット B は、歴史時代に 3 つの時代にわたって形成されたと考えられる (Fig.  
215 7)．第 1 に、逗子や鎌倉の最も内陸部 (I-3) では、ユニット B の年代は 6~9 世  
216 紀の間で、この層に「かわらけ」がないことと符合する (グループ 1)．第 2 に、  
217 ボーリング孔 I-1 と I-2 はユニット B の年代が 12 世紀であることを示し、これ  
218 は逗子と I-3 におけるユニット C と D の開始と一致する (グループ 2)．第 3 に、  
219 より海側の鎌倉の地点 (H, S, Z) のユニット B は、これらの地点に現代の人工物  
220 がないことから、17 世紀から 19 世紀末までに形成された (グループ 3)．

221 このように我々は、各ボーリング地点におけるユニット B の年代に基づき、  
222 ボーリング孔を 3 つのクラス (グループ 1~3 とする) に分類する．興味深いこと  
223 に、グループ 1 のユニット C と D の年代は、グループ 2 のユニット B の年代と  
224 一致する．さらに、グループ 3 のボーリング孔のユニット C の年代は、グループ

225 3のボーリング孔のユニットBの年代と一致する。グループ2のボーリング孔の  
226 ユニットCの年代(I-1のサンプル#8; Fig. 7)は、グループ3のサンプルより  
227 新しいように見える。しかし、正確な結論を出すにはサンプルが少なすぎる。全  
228 体としては、歴史時代(ユニットBからD)を通したサンプル年代は、8世紀、12  
229 世紀と18世紀の3グループを形成するように思われる。

230 各グループで、花粉群集は異なる(Fig. 8)。グループ1では、サンプルは自然  
231 植生(*Cryptomeria*, *Quercus*, *Castanopsis*)が優占し、グループ3では日本の森  
232 林破壊の指標として認識されている *Pinus*(Gotanda et al., 2008)の高い濃集  
233 が見られる(Appendix 2)。グループ2の花粉群集は、グループ1とグループ3の  
234 中間である。放射性炭素年代測定の結果と組み合わせると、これらの観察は、歴  
235 史時代を通じた既知の花粉群集変化と一致する(Appendix 2)。したがって、花粉  
236 分析の結果は放射性炭素年代測定から推定された年代を支持すると考えられる。  
237

## 238 4. 2. 内陸

### 239 4. 2. 1. 結果と堆積相の解釈

240 内陸部(地点K)のボーリング孔の層序は3ユニットからなり、2つの天然堆積  
241 物を人工埋立地の第3のユニットが覆う(Fig. 9)。

242 野外観察は、地点Kの基底層が暗灰色シルト質極細粒砂で構成されることを  
243 示す。したがって、その色と粒度は、地点H, I, S, ZおよびZuの海側のユニッ  
244 トA(色は暗緑灰色; 平均粒径は $3.1\phi$ )とは幾分異なり、沿岸低地の基底層と同  
245 様である。しかし、空間的、時間的かつ環境的類似性は、地点Kの基底層が海側  
246 のユニットAと同等であり、それに応じてラベル付けされることを示す。珪藻  
247 化石は *Cocconeis scutellum*などの海洋種によって特徴付けられる(677cmで220  
248 カウント; Fig. 9)。しかし、河川の中下部の指標である *Melosira varians* など  
249 の淡水種もかなりの割合を占めている(Fig. 9d; Mannen et al., 2017)。それ  
250 はまた、比較的高い硫黄含有量(0.51-1.16 wt%)を有し、*Batillaria zonalis* の  
251 ような海洋軟体動物も含む。放射性炭素年代測定データは約6000年前を示す。

252 これらの発見とその地点の全体的な地形学に基づき、我々は、地点Kの基底  
253 層は縄文海進時のもので、堆積環境は河川の影響を受けた狭い内湾奥を表すと  
254 考える。

255 地点Kでは、ユニットAは黒色から暗褐色の泥炭質砂質シルトに覆われてい  
256 る。ここでは、この泥炭質シルト層をユニットPと呼ぶ(Fig. 3)。放射性炭素年

257 代測定は、2つのユニット間に顕著な堆積中断はないように見えることを示し  
258 (Fig. 9c), この観察は、硫黄含有量および珪藻群集の示す海水淡水境界と、堆  
259 積相境界が一致しないことで裏付けられる。ユニット P の基底部では、硫黄含  
260 有量は、3.27% (現在の海拔 693 cm) から 0.075% (海拔 711cm) に変化する (Fig.  
261 9d)。さらに、海洋水生植物を好む珪藻種は、硫黄含有量が減少する層準の直下  
262 で、15% (海拔 677 cm) から 1.5% (海拔 683 cm), 0 (海拔 693 cm) まで減少し、  
263 湿地/陸上環境を好む珪藻に置き換わった (Fig. 9d)。我々はこれらの観察結果を、  
264 この移行に伴って堆積環境の状態が海水から淡水に変化したことを示すと解釈  
265 する。ここで、我々は、海水と淡水の境界は約  $7.0 \pm 0.1$  m で、これは硫黄含有  
266 量の高い層準と低い層準の間に位置するものとする (それぞれ海拔 693 と 711  
267 cm)。

268

#### 269 4. 2. 2. 堆積速度

270 地点 K のシーケンスの堆積速度は、放射性炭素年代測定から確立され、ユニ  
271 ット A およびユニット P の下部については 1.9–5.3 mm/年と計算された。ユニッ  
272 ト P の上部では、堆積速度は 0.2 mm/年まで遅くなる (Fig. 9b)。我々は、この  
273 堆積速度の顕著な変化が、河川流入による河口の急速な埋積作用から、排水が不  
274 十分な沿岸低地に伴うかなり遅い堆積速度への移行を表すと考える。これは、珪  
275 藻群集が、シーケンスの下部の河川/海洋環境の群集から上部の湿地群集に変化  
276 するという観察結果と符合する (Fig. 9d)。我々は、海拔 722 cm を境にした堆積  
277 速度の鈍化は、河口から沿岸低地への顕著な環境変化を表すと考える。

278 ユニット P 内に推定された海洋淡水域境界には堆積中断がなくまた、ユニッ  
279 ト P 下部の堆積速度が比較的速いため、海洋淡水域境界は堆積時の海面を表す  
280 と考えられる。海面安定期の河川堆積物による急速埋積は、堆積空間を埋積し、  
281 その結果、堆積速度は低下した。地点 K における硫黄含有量の有意な変化は、海  
282 水淡水境界が海拔  $7.0 \pm 0.1$  m にあることを示し、このレベルは、1950 年を起点  
283 (0 年) としてから暦年で「6064 年前から 6194 年前」の海面である。

284

### 285 5. 議論

#### 286 5. 1. 本地域の長期的隆起速度

287 地点 K では、約 6100 から 6200 年前の海面は現在より  $7.0 \pm 0.1$  m 高いという  
288 証拠が見つかった。この場所での 6000 年前以降の相対的海面変動について、氷

289 河性アイソスタティックなリバウンドで説明される変動量は 3 m までと推定さ  
290 れる (Nakada et al., 1991; Okuno et al., 2014; Tanabe et al., 2016). し  
291 たがって、海面変動のテクトニックによる変動量は約 4 m と推定できる. この  
292 推定値から、長期的隆起速度は 0.7 mm/yr と計算され、先行研究 (Matsushima,  
293 1999; Okuno et al., 2014) と一致する.

294 ユニット B の年代には約 1000 年の幅があるが、ユニット A と B の境界の標高  
295 は、調査地域にわたって合理的に一貫している. ユニット A と B の境界標高の  
296 比較的一貫していることは、ユニット A の潮汐浸食と正味の基盤の標高変化が、  
297 最新の 1000 年間では顕著ではなかったことを示す. 全調査域における過去 1000  
298 年間の長期的隆起速度が 0.7 mm/yr が適用可能ならば、沿岸低地では 0.7 m ま  
299 での隆起を期待できる. この変位量は、潮汐浸食が重要ではない場所では検出さ  
300 れるべきだが、この研究では、ユニット B の年代と基底高度との間に系統的な  
301 関係は認められなかった.

302 ここ 1000 年間に隆起がない理由の 1 つは、この間に起きた関東地震のタイプ  
303 によるかもしれない. 相模トラフ沿岸の海岸段丘の分布、年代、標高は、関東地  
304 震の巨大スラストに複数のセグメントが存在することを示す (Namegaya et al.,  
305 2011; Shishikura, 2014; Komori et al., 2017). 最も西のセグメントは大正  
306 型関東地震で、約 400 年ごとに発生している (Fig. 1b). 一方、大正型よりも強  
307 い元禄型関東地震は、全てのセグメントが同時に破壊し、およそ 2000 年から 2700  
308 年ごとに起こる (Fig. 1b). 房総半島南部では、いくつかの主要段丘が明瞭に現  
309 れており、これらは元禄型関東地震によって隆起した波食平坦面からなる  
310 (Shishikura, 2014; Komori et al., 2017). 主要な段丘の間には、不明瞭な小  
311 段丘が確認でき、大正型関東地震の隆起によるとされている (Shishikura, 2014).

312 隆起の同様なパターンが調査地域の沿岸で起きていた場合、過去 1000 年間で  
313 は元禄型関東地震は一度だけ発生し (CE 1703)、このマグニチュードの 2 番目の  
314 地震 (元禄型関東地震の 1 つ前の同型地震) の証拠がボーリング堆積物から見つ  
315 かることは期待できないだろう. さらに、過去千年に数回発生したと予測される  
316 大正型関東地震による隆起の堆積物証拠は、地震間沈降の結果として検出する  
317 にはあまりにも微妙である可能性がある. この仮説は将来、より高くかつより古  
318 いユニット A-B 境界があると予測される沿岸低地のより内陸部でのボーリング  
319 解析によって試験され得る. しかし本研究では、テクトニック変動との関係を調  
320 べるため、ユニット B 堆積物の形成過程と年代について議論する.

321

## 322 5. 2. ユニット B の堆積環境

323 ユニット B は、沿岸低地の歴史時代の堆積物の基底部を形成し、長い堆積作  
324 用の中断後の再開を表す。このユニットは、主に陸成堆積物(例えば、現在の河  
325 床に見られるような泥岩の礫)、植物片、および人工物からなる。この観察は、  
326 堆積物のかなりの割合が河川に由来することを示す。このことから、ユニット B  
327 は河床堆積物であると結論づけることができる。しかし、研究地域を流れる小さ  
328 な河川が、洪水、分岐または蛇行によって短期間(数百年未満)にそのような広範  
329 のユニットを形成できる可能性は非常に低い。

330 実際、ユニット B(図 4)の硫黄含有量と珪藻群集は、河川の重要な影響は推測  
331 されるが、主に海洋環境で堆積したことを示す。また、海生貝類や珪藻は、相模  
332 湾との強いつながりを持った開けたラグーンシステムを示す。他で議論されて  
333 いるように、沿岸地地域の歴史資料の記述は、河川システムではなく沼地やラグ  
334 ーン環境を示し、ここで報告した硫黄含有量の測定、海洋珪藻の産出、無傷の海  
335 生貝類の貝殻はすべてこのような観察と一致する。よって我々は、ユニット B は  
336 中礫質干潟堆積物で、川が小さく急な丘陵斜面が海岸に近い三浦半島には普通  
337 であると結論づけた。実際、調査地域(Fig. 1b)に近い毘沙門湾の中礫質干潟で  
338 の予備調査では、干潟堆積物の礫成分はかなり多く(約 50%)、珪藻群集はユニ  
339 ット B のそれに類似していた。

340

## 341 5. 3. ユニット B の埋積作用スタイル

342 ユニット B は海側でより若くなるが、年代測定データはユニット内に 3 つの  
343 明確な時間差を示すようなので、干潟の漸移的な埋積前進作用ではないようだ  
344 (Fig. 7: 緑色, オレンジ色, 赤色の陰影を付けた年代層)。前述したように、各  
345 グループの形成年代は大地震のタイミングに近く(Fig. 7)、ゆえに歴史時代の連  
346 続的な地震性隆起が、ユニット B の連続的な堆積を干潟の影響から離れたと推  
347 定される。その後、ユニット B の露出した場所の最上部の陸上堆積物のユニッ  
348 ト C と D が堆積した(Fig. 10a の時間の 2 および 5)。この後者のプロセスは、  
349 地点 S(グループ 3 ボーリング孔)に見られるユニット B と C の年代差が小さい  
350 ことから示されるように、各回が急速であった可能性がある。しかし、連続的な  
351 沈降は、次の関東地震による隆起が陸成層の堆積を促進するまで(Fig. 10a の時  
352 点 1, 3 および 4)、ユニット C と D の堆積を妨げただろう。事実、地点 I と Zu の

353 ユニット C と D の形成年代は、そのユニット B 形成の次の関東地震(グループ  
354 1 ボーリング孔; Fig. 10a の時点 2)に近いように見える。

355 ユニット B とそれらを覆う陸成層ユニットの隆起したセクションは、地震と  
356 地震の間の地盤沈降時に海岸侵食を受ける (Fig. 10a の時点 1 および 4)。その  
357 結果、ユニット B のより古いセクションの堆積の証拠が内陸に保存される可能  
358 性がより高くなる (Fig. 10 の時点 5)。各ユニット B グループの年代は過去の関  
359 東地震に非常に近く、その後の関東地震がこの地域におけるテクトニック隆起  
360 の原因である可能性が高いため、我々はそれらの間の因果関係を提案する。

361

#### 362 5. 4. ユニット B 保存に関する代替モデル

363 もし堆積期間が散発的かつ急速だった場合にはユニット C が形成され、下位  
364 のユニット B の浸食を防ぐので、ユニット B の異なる年代群の保存には地震性  
365 隆起は必要ない。13 世紀に著しい森林破壊が起こった (Appendix 2) 鎌倉では、  
366 歴史時代における堆積作用の散発的増加が起きたかもしれない。首都の設置に  
367 伴う都市建設は、花粉分析 (Gotanda et al., 2008) から推定されるように著し  
368 い森林破壊 (Suzuki, 1999) を引き起こしたであろうし、海岸での堆積を増加さ  
369 せる土壌浸食を増長する可能性がある。しかし、ユニット C は本質的に内陸部  
370 からの重要な寄与はない風成砂で構成されている。

371 内陸の陸源でないならば、浜堤または砂の高まりの急速な発達、ユニット C  
372 の形成を加速するために、風で運搬さえる物質を大幅に増加させるかもしれな  
373 い。歴史記録により、鎌倉で現在見られる浜堤は少なくとも 1454 年から存在し  
374 ていることが分かっているが (Saito, 1999)、それ以前の情報は無い。しかし、  
375 Saito (1999) は、1232 年に鎌倉海岸の東端に棧橋 (和賀江島: Fig. 2) を建設する  
376 以前に、より開けたラグーンが存在していたかもしれないと推定した。この建設  
377 が、浜堤の発達を加速し、沿岸漂流が中断された結果、ラグーンが閉鎖された可  
378 能性がある。実際に、グループ 2 の堆積年代は棧橋の建設年代に近い。しかし、  
379 岬で区切られたもう一つの海岸である逗子と同時期のグループ 2 があるので、  
380 この建設との対比は見かけ上のものだろう。さらに、1454 年以降、浜堤が安定  
381 したように見えるが、グループ 3 の形成は 17 世紀以降に起こっており、この建  
382 設によるものではありえない。

383 概念的には、人間活動と浜堤発達がラグーンシステムの埋積作用に影響を与  
384 える可能性があるが、我々のボーリング孔サンプルからはこれに関する明確な

385 証拠を検出できない。したがって、ユニット B の保存とそれを覆うユニット C と  
386 D の堆積の最も可能性の高いトリガーは、歴史時代の関東地震に起因する地震性  
387 隆起であると考ええる。

388

## 389 5. 5. 巨大スラスト地震のタイミング

390 相対的海面変動の概念モデルを Fig. 10b に示す。これは、近年の測地の結果、  
391 層序学、放射性炭素年代、歴史記録に基づく。地質学的証拠は、歴史時代に相模  
392 トラフで発生した可能性のある巨大スラスト地震の数を示し、歴史記録に記載  
393 されている多くの局地的被害をもたらした地震と区別するのに役立つ。これは、  
394 巨大スラスト地震の再発間隔を理解し、将来の地震リスクを評価するために必  
395 要な重要な区分である。コメント Fig. 10B には誤りがあり、「Group 3」を  
396 「Group 1」に修正し、「Group 1」を「Group 3」に修正。

397 ユニット B の堆積が 17 世紀後半(グループ 3)よりも新しい海岸地点 H, S, Z  
398 で、我々は 1703 年関東地震の証拠を見つけた。これらの地点でユニット B を保  
399 存した 1703 年の隆起に先立ち、ユニット B の海拔はこの平均海面よりもはる  
400 かに低く、それゆえ侵食と堆積が進行していたと思われる(Fig. 10a の時点 4)。

401 より内陸部のユニット B の年代(グループ 2 試料, Fig. 7)は、13 世紀後期(Fig.  
402 10a の時点 1~2)に起きた隆起の年代を示す。この解釈は、歴史記録と 1060~  
403 1400 年の津波堆積物の年代に基き 1293 年の関東地震(正応地震)を提案した  
404 Shimazaki et al. (2011 年)の研究を支持する。鎌倉では、この地震に伴い  
405 2000(もしくは 2 万)人の死者が報告された(Appendix 1)。逗子では、この年代  
406 はユニット C と D の堆積年代と一致し、この時期の堆積変化の要因としての局  
407 地的隆起をさらに支持する。しかし、ユニット D(#24 と #34, Fig. 7)の年代は  
408 このイベントを 13 世紀初頭に位置付けているため、1257 年正嘉地震が 1293 年  
409 よりも古い最初の関東地震の候補になる可能性がある。歴史記録には、13 世紀  
410 に起きたこの地域の壊滅的地震が複数記録されているため、我々は、それらを分  
411 析結果から完全に除外することはできない(Appendix 1)。

412 グループ 3 の試料は、7 世紀~9 世紀に別の保存(隆起)イベントが発生した可  
413 能性があることを示し、暫定的に 878 年元慶地震によるものとした。元慶地震  
414 は以前には、房総半島の隆起浜堤のうちの一つに基づき関東地震の候補として  
415 提案されたが、その浜堤からは 658~686 年という放射性炭素年代が出され、否  
416 定された(Shishikura et al., 2001; Shishikura, 2003)。逆に、伊勢原断層

417 (Fig. 1b)にまたがるボーリング孔解析からの地質学的データは、この断層が元  
418 慶地震の原因である可能性が最も高いことを示している (Matsuda *et al.*,  
419 1988). 伊勢原断層は関東メガスラストの真上に位置しているため、伊勢原断層  
420 が分岐断層である可能性がある.

421 隆起の証拠とともに、発生した可能性のある関東地震による他の地震活動の  
422 証拠がないことを考慮することは重要である. 特に、1495 年の明応地震は、そ  
423 の広範囲への影響 (Appendix 1) と鎌倉における津波の報告 (Kaneko, 2011) のた  
424 めに、起こった可能性のある関東地震として示されている. しかし、この研究で  
425 は、1495 年明応地震を過去の関東地震の候補として支持する証拠は発見されな  
426 かった.

427

## 428 6. 結論

429 我々のデータと歴史記録の比較は、報告された 3 つの隆起は、1703 年元禄地  
430 震、13 世紀の地震 (おそらく 1257 年もしくは 1293 年) と 878 年元慶地震による  
431 ことを示す. しかし、地震と地震の間の地盤沈下のために、これらの事象の地質  
432 学的証拠は、永続的に隆起した地形として保存されていない. 本研究では、長期  
433 的な隆起速度は 0.7 mm/yr と計算され、いくつかの隆起した地域的な沿岸の特  
434 徴は、これらのより最近のイベントより前である、9 世紀以前に発生した地震に  
435 起因する. 地殻変動の物理的証拠は不明瞭であり、本研究は、長い時間スケール  
436 では実質的に地殻変動が中立である地域における古地震学的アーカイブとして  
437 の干潟の重要性を強調する. これらの環境の中で、その他の可能性のある関東地  
438 震に起因する地震活動の証拠もない. 特に、1495 年明応地震を過去の関東地震  
439 の候補として支持する証拠は見つからなかった.

440 首都圏の人口やインフラ整備が進む中、この地域の地震の歴史をよりよく理  
441 解する必要がある. 顕著な隆起による地形面のないことや古地震の同定のため  
442 のより一般的な技術への依存によって、本論で扱ったような、あまり好ましくな  
443 い堆積記録を見過ごされてきたが、このような環境はその地域の古地震を調査  
444 するための別の手段を提示する.

445 北村晃寿・前田雅弥