

1 Coastal subsidence in Oregon, USA, during the giant Cascadia earthquake
2 of AD 1700

3 Hawkes A.D., Horton B.P., Nelson A.R., Vane C.H., Sawai Y. 2011,
4 Quaternary Science Reviews 30, 364-376

5 西暦 1700 年の巨大カスケード地震時のアメリカ合衆国オレゴンの沿岸地域の沈
6 降

7

8 要旨

9 オレゴン沿岸沿いの西暦 1700 年の巨大カスケード地震時の標高変化の定量的
10 見積もりは、層序記録に保存された有孔虫の化石群集から復元した相対的海水準
11 変動から推定される。オレゴンのエスチュアリーからの現世堆積物サンプルの地
12 域的な訓練事例集合(training set)に基づく変換関数は、西暦 1700 年の地震の
13 印である埋没した泥炭泥と泥炭砂の境界の上下のサンプルの中の化石群集に適
14 用される。試料誤差を伴うサンプルの標高復元は、沿岸の 400 km 沿いの 6 地点
15 で、地震時の沿岸の沈降量を見積もる。標高の見積もりは堆積相のデータ、炭素
16 同位体のデータ、動物相の潮間帯の帯状配列データによって支持される。Nehalem
17 川, Nestucca 川, Saimon 川, Alsea 湾, Siuslan 川, 南方湿地における地震時の
18 沈降量は、0.18~0.32 m の誤差を伴って、0.18~0.85 m の間で変化する。これ
19 らの沈降の見積もりは、従来の半定量的な見積もりに比べ、より正確で、一貫し
20 ていて、一般的により低い。半定量的な沈降の推定と大地震時の巨大断層破壊の
21 弾性的な断層モデルに関する先行研究での比較と同様に、オレゴン中部と北方に
22 おける私たちのより低い見積もり量は、沈み込み帯の巨大断層上のひずみの蓄積
23 の推定された「速度」と「滑り量」と矛盾しないので、マグニチュード 9 の西暦
24 1700 年の地震とも矛盾しない。

25

26

27 1. 序論

28 北アメリカプレートの下へのファン・デ・フカプレートの継続する沈み込みは、
29 中央西部北アメリカを深刻な地震災害にさらしている (Heaton and Kanamori,
30 1984; Clague, 1997). プレート境界における中・後期完新世の巨大メガスラ
31 ト地震(M 8以上)の繰り返し起こった証拠は、カスケード沈み込み帯の 1000 km
32 の海岸沿いの潮間帯堆積物に保存されている (Atwater, 1987; Darienzo and
33 Perterson, 1990; Clague and Bobrowsky, 1994; Nelson et al., 1996a;
34 Atwater and Hemphill-Haley, 1997). 泥質干潟堆積物が上方に向かって潮間帯
35 湿地の泥炭層あるいは土壌に変化するシーケンスは、緩慢な相対的海水準低下に
36 伴う地震と地震との間のひずみが蓄積する期間に形成する. 泥炭は突然、潮間帯
37 の泥質堆積物に覆われる. この堆積物は、沿岸湿地でほぼ瞬間的な相対的海水準
38 上昇を起こす局地的地震性沈降の後に堆積した (e. g., Atwater et al., 1995;
39 Nelson et al., 1996b; Shennan et al., 1996; Atwater and Hemphill-Haley,
40 1997; Kelsey et al., 2002; Witter et al., 2003). いくつかの場所では、巨
41 大メガスラスト地震に伴う津波が、突然、砂質堆積物を沼地表面にもたらした
42 (e. g., Clague and Bobrowsky, 1994; Darienzo et al., 1994; Nelson et al.,
43 2004).

44 地震性の海岸沈降の量を見積もることは、プレート境界が破壊された海岸の範
45 囲をマッピングし、過去のメガスラスト地震のマグニチュードを推定するのに必
46 須である (Atwater et al., 1991; Leonard et al., 2004; Kyndman et al.,
47 2005; Nelson et al., 2006). 弾性変形モデルでは、破壊の長さや幅とメガスラ
48 ストの滑り量からメガスラストをモデリングする時に、地震時の標高変化の量
49 を用いる. 沈み込む海溝(プレート境界)からある一定の距離にある海岸地点での地
50 震性の沈降量は、メガスラストの滑り量に比例し、滑り量は破壊の長さや地震マ
51 グニチュードと比例する (Hyndman and Wang, 1995; Wang et al., 2003; Leonard
52 et al., 2004, 2010).

53 露頭を調査した初期の研究では、地震性沈降の推定に、標高のレンジの広い、
54 突発的に埋没した大型植物化石を用いた (e. g., Atwater et al., 1991; Nelson
55 et al., 1996b). 珪藻や有孔虫などの微化石も潮位の違いに鋭敏なので、用いら
56 れた (e. g., Shennan et al., 1996). 例えば, Hemphill-Haley (1995) と Atwater
57 and Hemphill-Haley (1997) は、南西ワシントンの地点でかなりの珪藻微古生物
58 学試料を使って、7 回の巨大地震のうちの 6 回の地震の期間の沈降量を 0.8~1.0
59 m (地震後の隆起はないと仮定) から 3 m (地震後の隆起を仮定) と推定した. し
60 かしながら、これらおよび他の早期の微化石研究は、地震性沈降に伴った海水準
61 変化を見積もるために、潮間帯の間での違いに依存する半定量的なものであった
62 (e. g., Nelson and Kashima, 1993; Darienzo et al., 1994, 1995; Hemphill-
63 Haley, 1995; Nelson et al., 1996a; Atwater and Hemphill-Haley, 1997;
64 Shennan et al., 1998; Williams and Hutchinson, 2000; Scott et al., 2001;
65 Hawkes et al., 2005).

66 1990 年代後半に、気候変動を推定するために深海コアの微化石群集に広く用
67 いられた変換関数は、カスケードを含む多くの沿岸地域における完新世の海水準
68 変化の研究を活性化させた (e. g., Horton, 1999; Gehrels et al., 2001;
69 Horton and Edwards, 2006; Kemp et al., 2009, Guilbault et al., 1995,
70 1996; Hughes et al., 2002; Sabeau, 2004; Nelson et al., 2008; Hawkes et
71 al., 2010).

72 海水準の研究で使われた潮間帯の変換関数は、微化石種の相対頻度と標高など
73 の環境データの間での相関を進展させる. そして補正は、 $\pm 0.1 \sim 0.3$ m の潜在的
74 な精度でコアまたは露頭の微化石群集から潮位レベルに対する過去の標高を復
75 元するために用いられる (e. g., Horton and Edwards, 2006; Gehrels et al.,
76 2008; Kemp et al., 2009; Hawkes et al., 2010). 十分なサンプル密度によっ
77 て、変換関数は完全な地震サイクルにわたって海水準変動の連続的な記録を与え、
78 これは沈み込み帯でのプレート境界破壊の歴史とメカニズムを理解するために

79 必須の情報である.

80 Hawkes et al. (2010)は、オレゴン沿岸の 400 km 沿いの 5つのエスチュアリー
81 から潮間帯の有孔虫データセットを用いた、同地域の変換関数を開発した. こ
82 の論文で、私達は Nehalem 川, Nestucca 川, Salmon 川, Suislaw 川そして南部
83 湿地(図 1 と 2)での西暦 1700 年の地震の印である境界を包含するコアと露頭面
84 のサンプル中の有孔虫群集化石に対して、Hawkes et al. (2010)の変換関数を適
85 用する. 変換関数は、地震前後の堆積物の境界を横切る標高の突然の変化の量を
86 正確に見積もることを可能にし、よってこれら 5 サイトで地震性沈降の量を推定
87 することを可能にする. 私達は、「メガスラストの破壊の断層モデリングによる
88 予測」と「有孔虫による海岸の沈降の見積り」を比較する(e.g., Hyndman and
89 Wang, 1995; Leonard et al., 2004, 2010).

90

91 2. 5つのエスチュアリーにおける西暦 1700 年の地震の層序

92 「精密な放射性炭素と樹輪年代データ」と日本で記録された津波による「逆モ
93 デリング」の組み合わせは、西暦 1700 年 1 月 26 日のマグニチュード約 9 の地震
94 がカスケード沈み込み帯のほとんどを破壊したことを示す(Nelson et al.,
95 1995; Satake et al., 2003; Atwater et al., 2005). 私達は、オレゴン沿岸の
96 400 km 沿いにおける、この地震による地震性の沈降を見積もるために、5つのフ
97 ィールド地点(図 1)を選んだ. 西暦 1700 年の地震の印である境界を識別するた
98 めに、私たちは、Atwater et al. (1995)と Nelson et al. (1996b)の議論した
99 基準を使い、手動コアラーで試料を採取して、同地点あるいは近隣の地点で既に
100 行われていた層序学的研究を使った. これらの基準は、現在の湿地の表面から深
101 さ 1.5 m 以内にある「泥炭質湿地の土壌層」と「その上位の泥質ユニット」との
102 明瞭な境界; 砂層あるいはシルト層に突然覆われた泥炭泥で、砂層とシルト層は
103 津波堆積物と推定される; そして以下の特徴を持つ泥炭層、すなわち内陸に向か
104 うと埋没した更新世の堆積面に向かって上がっていくが他の有機物を多く含む

105 地層に変化することはない，である．表 1 は，西暦 1700 年の地震時の沈降の印
106 である境界の上下からの，公表された放射性炭素年代値および未公表の放射性炭
107 素年代を示す．過去 400 年間の放射性炭素補正曲線の広いプラトーのため，一碎
108 屑物質の年代のほぼすべては堆積年代よりも古いかもしれない—各サイトにお
109 いて突然の沈降の発生が過去 400～500 年間で 1 回のみと限定する．

110 Nehalem 川の採取地点は太平洋から 6 km の上流にあり，長さ 4 km，幅 0.7 km
111 の広大な砂嘴によって庇護されている(図 2a)．私達は，Hawkes et al. (2010)
112 の採取したサンプルのトラスセクトに沿った川の南側で取った振動コアを研究
113 した．Grant (1994)と Minor and Grant (1996)は，本研究より下流にある土手
114 やその周辺で 100 以上のコアを採取し，西暦 1700 年の地震による沈降の堆積相
115 の証拠と大型植物化石の証拠を見出した．埋没した泥炭質湿地の堆積層，これは
116 2 地点でアメリカ先住民の火炉床を含む(Woodward et al., 1990; Minor and
117 Grant, 1996)，とその上位の泥質あるいは砂質ユニットとの明瞭な境界を巨大メ
118 ガラスト地震による突発的沈降を推定するために用いた(Grant, 1994; Minor
119 and Grant, 1996)．私達の得た振動コアの地点において，埋没した湿地堆積物の
120 最上部に根を張るハーブから得た 8 つの放射性炭素年代の平均値を用いた暦年
121 代の期間は，西暦 1666～1953 年であり，湿地堆積物に根を張った切り株の 3 つ
122 の放射性炭素年代の平均値を用いた期間は西暦 1681～1933 年である(Nelson et
123 al., 1995; 表 1)．

124 Nestucca 湾(図 2b)は，長さ 4 km，幅 0.9 km の砂嘴により海洋から庇護され
125 ている．私達の採取した土手部分は，Darienzo (1991)，Peterson and Darienzo
126 (1988)と Darienzo et al. (1994)の Little Nestucca の採取地点の川の対岸の
127 500 m のところにあり，Witter et al. (2009)の採取地点の北にある．Nestucca
128 川と Nestucca 湾の間，約 1 m の深さに埋没した湿地堆積物の層準の最上部とそ
129 の上位の潮間帯の泥質堆積物あるいはいくつかのケースでは，津波堆積物の砂層
130 との境界は明瞭である(Darienzo, 1991; Witter et al., 2009)．埋没した層の

131 上面付近の放射性炭素年代は、埋没が西暦 1426～1638 年(表 1; Darienzo, 1991;
132 Darienzo et al., 1994), 西暦 1678～1940 年, 西暦 1648～1954 年より後である
133 ことを示す(表 1; Witter et al., 2009).

134 Salmon 川では, 私達はエスチュアリーの上流 2 km の土手部分でサンプリング
135 し,そこは長さ 0.8 km, 幅 0.5 km の砂嘴によって庇護されている(図 2c). Hawkes
136 et al. (2010)は我々の扱う地層と同時代の有孔虫試料を採取しており, そのトラ
137 ンセクトは我々の試料採取地点の北で, 川の対岸にある(図 2c). Grant(1994)と
138 Minor and Grant (1996)は, 泥質ユニットあるいは砂質ユニットによって覆われ
139 た埋没した湿地堆積層の連続性をマッピングするために, エスチュアリー下流の
140 湿地で数百本のコアを使用した. 1 地点において, 埋没した湿地堆積層はアメリ
141 カ先住民の火炉床を含む. 埋没した湿地堆積層の最上部に根を張るハーブから得
142 た 7 つの放射性炭素年代の平均値を用いた暦年代は, 西暦 1667～1949 年である
143 (Nelson et al., 1995, 2004; 表 1).

144 Siuslaw 川では, 私達は, Briggs (1994)と Nelson (1992)により分析された地
145 点付近の, コックス島の北東側で振動コアを取った. コックス島は川の上流約 9
146 km にあり, 長さ 5 km, 幅 1.5 km の砂嘴によって庇護されている. Hawkes et al.
147 (2010)は, コックス島の北西側のトランセクトに沿って同時代の潮間帯の有孔虫
148 サンプルを分析した(図 2d). コックス島の層序は複雑である;泥質泥炭から泥炭
149 泥へ, さらに泥への徐々にかつ突然の変化は, たぶん, 最近 2000 年間の局地的
150 及び地域的な海水準変動に加えて, 地震と地震の間の標高変化と地震時の標高変
151 化を記録する(Nelson, 1992; Briggs, 1994). 振動コアにおける最も新しい埋没

152 した湿地堆積物の上面の上下から，そして振動コアから 70 m の川岸の露頭から
153 の 5 つの未公表の ^{14}C 年代は，一番上の泥炭と泥の境界の埋没年代が 500 年以内
154 であることを示す(表 1)．最も新しい年代の暦年代は，コア中の埋没した堆積物
155 の最上部 1 cm にある *Potamogeten* の種から得られ，西暦 1656～1955 年である．
156 南部湿地では，私達は，Nelson (1992)，Nelson et al. (1998)，Darienzo
157 et al. (1994)，Briggs (1994) と Ota et al. (1995) の調査地点付近の湿地の
158 河口付近の Crown 地点の小さな湿地でロシア式のコアで掘り出した．南部湿地は
159 Coos 湾エスチュアリー南西の入江である．採取地点は海(図 2e)から 3 km で，
160 長さ 8 km，幅 2 km の砂嘴によって庇護されている．本研究の試料採取地点から
161 南に 4 km の Hidden Creek における湿地のトランセクトから得たサンプルは，
162 Hawkes et al. (2010) の訓練事例集合の一部である．Nelson (1992)，Briggs
163 (1994) と Nelson et al. (1996a; 1998) は，南部湿地の多くの湿地と Coos 湾の
164 エスチュアリーの大部分の堆積物の深さ 1 m までにある泥質や砂質堆積物によ
165 って覆われた湿地堆積層の突然の埋没は，西暦 1700 年の地震の沈降によると考
166 えた．南部湿地のこれらの堆積物からの 4 試料の AMS ^{14}C 年代は，湿地の埋没が
167 600 年以内に起きたことを示す(Table 1; Nelson 1992, Nelson et al., 1996a,
168 1998)．

169

170 3. 試料と方法

171 3.1 サンプルングと標高測定

172 西暦 1700 年の地震境界を含む堆積シーケンスを Troels-Smith (1955) の分類
173 の配列を用いて記述した。堆積物は土手の露頭から 1 本の柱状試料、湿地表面か
174 らロシア式コアや振動コアとして採取した。土手部分とコアは、臨時の水準点を
175 使って標高を計り、水準点の標高は少なくとも 2 つの連続する高潮時の水位を連
176 続測定し求めた。これらの測量は、その後、平均海面 (MSL in m; Hawkes et al.,
177 2010) に対する、すべての土手の露頭とコアの高さを決定するために、オレゴン
178 沿岸の 3 km ごとの潮位を見積もる独立の潮位モデルと比較した。堆積物のシー
179 ケンスは、西暦 1700 年の境界の上下から 0.01 m 間隔で有孔虫を採取した (図
180 2e)。南部湿地では、私達はまた、炭素同位体の試料を採取した。

181

182 3.2 微化石と炭素同位体の分析

183 私達は標準的方法で有孔虫サンプルを処理し分析した (e.g. Scott and
184 Medioli, 1980; de Rijk, 1995; Horton and Edwards, 2006; Hawkes et al.,
185 2010)。私達は、目開き 63 μm と 500 μm のふるいで 3 cm^3 の試料を洗って有孔虫
186 を濃集して、63~500 μm のサイズの有孔虫を 300 個体以上をカウントした。

187 有孔虫はスミソニアン国立自然歴史博物館の有孔虫のコレクションと
188 Gehrels and van de Plassche (1999), Debenay et al. (2002), Edwards et
189 al. (2004) と Horton and Edwards (2006) の分類を用いて同定した。私達は、
190 以前には *Trochammina macrescens* (e.g. Scott and Medioli, 1980) と分類され
191 ていた個体を *Balticammina pseudomacrescens* と *Jadammina macrescens* に分け

192 た. Gehrels and van de Plassche (1999)は, *B. pseudomacrescens* と *J.*
193 *macrescens* は, 平均高潮線に対して異なった分布をしており, それらを分類す
194 ることは有孔虫化石群集から抽出されうる海水準の情報量を増やすことを示し
195 た. もし種を首尾一貫して同定するならば, 属, 種, または生態的表現型の相違
196 を含む分類学の問題は, 変換関数研究におけるモダンアナログとしての有孔虫の
197 使用に影響しない(Edwards et al., 2004). 有孔虫のプレートは, Hawkes et al.
198 (2010)のプレート I より入手できる. 私たちは, 有孔虫の殻内の有機物(e. g.,
199 Murray and Alve, 1999)と有殻アメーバー(e. g., Lloyd and Evans, 2002)を,
200 私たちの現生と化石群集のグループに含めた.

201 南部湿地の堆積物において, 有孔虫の存在量が低いかいないために定量的な古
202 環境復元ができない場所では, 私達は炭素同位体分析を用いて $\delta^{13}\text{C}$ を決定し,
203 総炭素量(C), C/N比, と総窒素(N)を決定した. 淡水の泥炭(-29‰)から塩水の泥
204 炭(-28‰~-20‰)への変化は, $\delta^{13}\text{C}$ の >1‰のシフトを地球化学的に区別できる
205 が, 植物のタイプ, 堆積物の混合, 分解のために $\delta^{13}\text{C}$ の値は重複する(Lamb et
206 al., 2007; Kemp et al., 2010). Kemp et al. (2010)の方法によって, コアサ
207 ンプルは, 5%の塩酸で炭酸塩を除去し, 蒸留水で洗い, 乾燥して, めのうボール
208 ミルで均質化した. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 分析は, Carlo Erba 1500 on-line で燃焼処理した
209 堆積物を VG Triple-Trap 付きの最適二重注入型質量分析計へ導入して行った.
210 そして $\delta^{13}\text{C}$ は標準試料 NBS 19 と NBS 22 に対する補正のため実験室用標準試料
211 (セルロース, シグマ化学プロド No. C-6413)を使って VPDB スケールに補正した.

212 サンプルの再現性は $<0.1\%$ (1SD)の精度を示した。C/N比は同じ実験室で分析し
213 た。比率はアセトアニリド基準を用いて計算した。十分に混ざったサンプルの再
214 現性は $<0.1\%$ の精度を示した(Lamb et al., 2007)。

215

216 3.3. 有孔虫訓練事例集合と変換関数の開発と補正

217 西暦 1700 年の地震時の地震性沈降の私たちの見積もりは、西暦 1700 年の境界
218 の上下から分析した有孔虫群集化石から復元した潮位変動から推測した。Hawkes
219 et al. (2010)は、潮間帯の様々な範囲に及ぶ有孔虫の生息分布を決定するため
220 に、オレゴン沿岸沿い(Nehalem 川, Salmon 川, Siuslaw 川, 南部湿地と Coquille
221 川)の 5 つのエスチュアリーからの表層堆積物サンプルの訓練事例集合を採取し
222 た。彼らは、「最も高い天文潮汐よりも上(陸の森林)」から「最も低い天文潮汐
223 よりも下(亜潮間帯環境)」からも採取した。サンプルは、春と夏の個体が新規加
224 入する潜在的な季節的変動を避けるために、秋に採取した(Horton and Murray,
225 2007)。加えて、Hawkes et al. (2010)は、死骸群集は古環境復元の中心となる
226 堆積物表面の直下の群集を正確に反映するので(Horton and Edwards, 2006)、生
227 体群集より死骸群集を分析した。局地的なデータセット中の優勢な分類群は、
228 *B. pseudomacrescens*, *Trochamminita irregularis*, *Haplophragmoides wilberti*,
229 *Trochammina inflata*, *J. macrescens* と *Miliammina fusca* である。無制限クラ
230 スター分析とトレンド除去した類似分析を使うことで、Hawkes et al. (2010)
231 は、*B. pseudomacrescens*, *H. wilberti*, *T. inflata* が優占する有孔虫ゾーン

232 I (陸, 高位の湿地, 中位の湿地)と *M. fusca* が優占する有孔虫ゾーン II (低位の
233 湿地と潮間低地)の 2 つの標高に依存する有孔虫ゾーンを認識した. 正準コレス
234 ポンデンス分析(CCA)と部分的正準コレスポンデンス分析は, 有孔虫の帯状分布
235 は標高に依存し, そしてそれゆえに, 潮位変動を復元するための統計的に有意な
236 変換関数を開発できることを示した. Hawkes et al. (2010)は, 彼らの局地的な
237 訓練事例集合の潮間帯の様々な範囲の違いを持つ地点からのデータと合わせた
238 ため, 彼らは地点から地点の潮間帯の範囲の違いの原因を説明するために, それ
239 ぞれのサンプルの標高を規格化した. これは, それぞれのサンプルの標高を,
240 Horton and Edwards (2006)による標準水位インデックス(SWLI)に変換すること
241 によって達成された.

$$242 \text{ SWLI} = (\text{Elevation}_{ab} - \text{MLLW}_b) / (\text{MHHW}_b - \text{MLLW}_b) \quad (1)$$

243 ここで, Elevation_{ab} は地点 b のサンプル a の標高(平均水位 [MSL] に対する計
244 測メートル), MLLW_b は地点 b の低潮時の平均海面 (m MSL), MHHW_b は地点 b の高
245 潮時の平均海面 (m MSL)である.

246 Hawkes et al. (2010)は, 局地的な訓練事例集合を使った加重平均部分最小ス
247 クウェア(WA-PLS)変換関数を開発した. 結果は, 観測した標高と有孔虫からの推
248 測による標高の間で頑けんな性能を示した ($r^2_{\text{jack}} = 0.90$).

249 この論文で, 私たちは, それぞれの化石サンプルに固有の誤差を伴った潮位に
250 対する標高を復元するために, 化石群集に変換関数を適用し補正した. 予測され
251 た SWLI の値は, 再配列した方程式(1)と, 化石試料を得た地点に対する適切な潮

252 汐のパラメーターをインプットすることによって、標高に換算した。この標高の
253 逆変換過程で求めた標高を、m MSL で表す。私たちは堆積物シーケンス中の地震
254 時の沈降を次式を使って見積もる。

$$255 \quad S_c = E_{pre} - E_{post} \quad (2)$$

256 ここで、地震時の沈降 (S_c) は、埋没した湿地層の中の地震前のサンプル (E_{pre}) の標
257 高から、埋没した湿地層を覆う砕屑ユニット中の最も確実な地震後のサンプル
258 (E_{post}) を引いて見積もった。私たちは津波堆積物の微化石群集は異地性なので推
259 定津波堆積物のサンプルは用いなかった (参照 Section 3.4)。私たちは次式を用
260 いて、地震時の沈降の見積もりの不確かさを算出した。

$$261 \quad S_c \text{ error} = \sqrt{[(E_{pre} \text{ error})^2 + (E_{post} \text{ error})^2]} \quad (3)$$

262 ここで、地震時の沈降誤差 ($S_c \text{ error}$) は WAPLS 変換関数より与えられるサンプル
263 特有の E_{pre} 誤差と E_{post} 誤差から算出した。

264 この方法により、Hawkes et al. (2010) は、Nelson et al. (2008) が沈降量を
265 復元するために、有孔虫と珪藻を使ったところ、両者で値が異なった。沈降復元
266 変換関数を評価するために、西暦 1700 年の境界を含む Alsea 湾の化石シーケン
267 スへ変換関数を適用した。先行研究では西暦 1700 年の地震時の沈降の見積もり
268 の値は、有孔虫では $0.40 \text{ m} \pm 0.19 \text{ m}$ で、珪藻では $0.16 \text{ m} \pm 0.12 \text{ m}$ であった。

269 Nelson et al. (2008) は、彼らの沈降の見積もりの標高は、現世試料との類似が
270 低い化石群集が 30% あるために、精度が低くなったと述べている。Nelson et al.
271 (2008) の 20 試料の現世データは、化石試料として見つかった数種が欠けている

272 のである．同時代のデータセットの環境的多様性を増やすために，Hawkes et al.
273 (2010)は自らの変換関数を Nelson et al. (2008)の有孔虫化石データに適用し
274 た．より分類学上矛盾しないより広範囲の地域的なデータセットは， 0.18 ± 0.28
275 mの地震時の沈降の見積もりをもたらし，かつ化石試料のそれぞれとマッチング
276 する現世のアナログをもたらしした．Hawkes et al. (2010)の有孔虫に基づく新た
277 な地震時の沈降の見積もり値は，珪藻に基づく変換関数による Nelson et al.
278 (2008)の復元に類似した．

279

280 3.4. エスチュアリー堆積物の完全性の評価

281 地震時とその直後の標高の変化を復元するのに微化石を用いる方法の批判は，
282 地震時の変動の後の最初の数週間に堆積しうる潮間帯の堆積物が少量過ぎると
283 いうことである(Hemphill-Haley, 1995; Leonard et al., 2004). Guilbault et
284 al. (1996), Hughes et al. (2002) and Nelson et al. (2008)により，もしも
285 津波堆積物が埋没した湿地層の上にあつたり，認識できる非整合なしに堆積物が
286 上位の潮間帯の泥層に変化したのならば，巨大地震とそれに伴った津波の後の私
287 たちの採取したシーケンスの潮間帯の堆積物には，数週間より長い中断がないと
288 推定する．これらの基準を満たしている場合，私たちは堆積作用は継続しており，
289 微化石群集は，より堆積速度の遅い「地震と地震の間」の期間と同程度に標高環
290 境を反映すると考える．この仮説は，有孔虫の移動能力，たとえば嵐や津波の後
291 の攪乱の数週間以内に植民する能力，と矛盾しない(e. g., Alve, 1999; Alve and

292 Goldstein, 2002; Langezaal et al., 2003; Horton et al., 2009).

293 津波堆積物と通常の潮汐サイクル時に堆積した堆積物との識別は常に容易と
294 いうわけではないが、有孔虫化石群集の存在量と組成は、しばしば津波堆積物を
295 識別するのに役立つ (e. g., Hawkes et al., 2007). 津波浸水と引き波によって
296 運搬された群集の組成は、潮汐により堆積した群集とは異なる (e. g., Hawkes et
297 al., 2007; Mamo et al., 2009). なぜならば、津波が陸域に浸水し、海生と汽
298 水生の有孔虫の混合群集が運搬・再堆積するからである. モダンアナログ手法
299 (MAT) は、これらの異地性群集を識別するのに役立ち (Birks, 1995), そのような
300 サンプルの非類似度係数はしばしば高い. 私たちは Hawkes et al. (2010) の現
301 世の訓練事例集合の最大非類似係数を、私たちの化石サンプルの‘よく合う’と
302 ‘あわない’の類似度のしきい値として用いた (Woodroffe, 2009).

303

304 4. 結果

305 4.1. Nehalem 川

306 Nehalem 川では、私たちは西暦 1700 年の地震時にシルト質細粒砂により急速
307 に埋没した湿地層 (境界 2 mm 以下) を採取した (Grant, 1994; Minor and Grant,
308 1996). 埋没層は深さ 1.32 m~1.22 m で、根と木の破片を含む灰褐色のシルト質
309 から粘土質の泥炭から成る (Fig. 3a). 泥炭からの有孔虫化石群集は
310 *Haplophragmoides manilaensis*, *B. pseudomacrescens*, *T. irregularis* が優占
311 し、高位から中位の湿地環境を示す (Hawkes et al., 2010). その上位の淡灰褐

312 色のシルト質細粒砂層(深さ 1.22 m~1.08 m)は,少量の根と植物の破片を含み,
313 有孔虫化石群集は *M. fusca* と *J. macrescens* が優占し,低位の湿地や潮間低地
314 への変化を示す.

315 変換関数の復元では,埋没した泥炭の標高は平均海面から 1.02 m~1.33 m の
316 高さを示す.これは,このユニットが高位から中位の湿地堆積環境とする有孔虫
317 と堆積相の解釈を支持する.私たちは地震前 (E_{pre})の標高は,深さ 1.22 m で 1.02
318 ± 0.21 m MSL であったと見積もり, MAT は試料がよく類似するアナログがあるこ
319 とを示す.上位の碎屑物のユニットにおける標高の変化を復元するために最も正
320 確な地震後の試料 (E_{post})を選ぶことは,津波堆積物のユニットがないことにより
321 複雑になる.深さ 1.22 m~1.15 m で, MAT は 3 試料が現世の類似のない試料と
322 判断した.プランクトン種と高い *Ammobaculites* sp. の存在量, Nehalem での垂
323 潮間帯環境の示標する分類群は,たぶん津波堆積物であることを示す (Dawson et
324 al., 1996; Mamo et al., 2009).この理由のため,私たちは深さ 1.44 m の試料
325 を,地震直後の標高 ($E_{post}=0.53\pm 0.23$ m)を最も表現するものとして用いた. MAT
326 はこの試料は現世と類似する試料があることを示し,有孔虫データは低位の湿地
327 と潮間低地環境を示し,それは私たちの堆積相の解釈と矛盾しない.式(2)と(3)
328 を用いて,私たちは Nehalem 川の地震時の沈降は, $0.49\text{ m}\pm 0.31\text{ m}$ と見積もる.

329

330 4.2 Nestucca 川

331 Nestucca 川では,私たちは深さ 1.12 m~1.05 m の湿地層から試料を採取し,

332 その堆積物は根の破片を伴う褐色の粘土質からシルト質の泥炭から成る (Fig.
333 3b). 埋没した泥炭は、深さ 1.05 m~0.99 mにある厚さ 0.06 mの灰色中粒砂層
334 によって明瞭に覆われている (境界は 1 mm以下). 砂は漸移し、深さ 0.99 m~
335 0.80 mの灰色シルトに変化する. 泥炭中の有孔虫群集は *B. pseudomacrescens*
336 と *H. wilberti*が優占し、高位から中位の湿地環境を示す. *B. pseudomacrescens*
337 と *H. wilberti*は、低い総存在量(個体数 28)だが、砂層中にも存在する. 灰色
338 シルト中の *J. macrescens* と *M. fusca*が優占する有孔虫群集は、低位の湿地環
339 境を示す.

340 湿地層の標高の復元は、1.28 m~1.44 m MSLの範囲を示した. 私たちの変換
341 関数を用いて、私たちは西暦 1700年の境界(深さ 1.05 m)の直下の試料より 1.38
342 m±0.20 m MSLという地震前(E_{pre})の標高を算出した. その上位の碎屑物ユニッ
343 トから、復元のために地震直後の試料を選ぶことはたやすい. なぜならば、いく
344 つかの先行研究が砂層を津波堆積物と解釈しているからである (Darienzo,
345 1991; Darienzo et al., 1994; Witter et al., 2009). さらに、MATは、深さ
346 1.02 mの津波の砂層の中位の試料は、現世の類似物のない試料であることを示
347 した. 私たちの地震後の試料は、砂の一番上にあり (E_{post} =深さ 0.95 m), 0.91 m
348 ±0.20 m MSLの標高を与える. これらの2つの評価から、私たちは地震時の沈
349 降は 0.47 m ± 0.28 mであると見積もった.

350

351 4.3 Salmon 川

352 Salmon 川では、私たちは深さ 1.09 m~0.99 m の暗灰色シルト質泥炭から成る
353 湿地層を採取した (Fig. 3c). 西暦 1700 年の津波によって堆積した厚さ 4 cm の
354 暗灰色粗粒砂によって、泥炭は覆われている (境界 2 mm 以下) (Grant, 1994; and
355 Nelson et al., 1995, 2004). 砂は深さ 0.95 m~0.85 m の灰色粘土質シルトへ
356 徐々に変化する. 泥炭の有孔虫群集は *B. pseudomacrescens*, *T. inflata*, *H.*
357 *wilberti* を含み、高位の湿地環境を示す. 砂の中の有孔虫は混合群集で、*Ammonia*
358 *sp.* および *B. pseudomacrescens* のような、海生と汽水生の分類群を含む. そ
359 の上位の粘土質シルト中の群集は、*M. fusca* と *J. macrescens* が優占し、低位
360 の湿地環境を示すが、深さ 0.91 m の試料は現世のデータセットより高い *J.*
361 *macrescens* の相対存在量 (75%) を有す.

362 変換関数の復元は、泥炭では 1.33 m~1.44 m MSL の間の値をとり、粘土質シ
363 ルトでは 0.52 m~0.96 m MSL の間の値をとる. 私たちは、西暦 1700 年の境界
364 (深さ 0.99 m) の直下の試料から地震前 (E_{pre}) の標高を $1.41 \text{ m} \pm 0.21 \text{ m MSL}$ と
365 算出した. MAT は深さ 0.94 m の有孔虫群集は現世に類似のものがない試料であ
366 ると示したので、私たちは泥炭の上位の堆積物の試料 (深さ 0.93 m) から地震後
367 の標高 (E_{post}) を復元し、 $0.81 \text{ m} \pm 0.20 \text{ m MSL}$ の標高を得た. 私たちは Salmon
368 川での地震時の沈降は $0.60 \text{ m} \pm 0.29 \text{ m}$ であると見積もった.

369

370 4.4. Siuslaw 川

371 Siuslaw 川では、私たちは 0.64 m~0.56 m にある褐色シルト質泥炭を採取し

372 た (Fig. 3d). 泥炭は、厚さ 0.04 m の細粒灰色砂層によって明瞭に覆われており
373 (1 mm 以下の境界), ほぼ確実に西暦 1700 年の津波によって堆積した (参照
374 Section 3.4). 深さ 0.52 m の砂層の上面の境界は明瞭で (3 mm), 褐色灰色細粒
375 砂に覆われる. 泥炭中の有孔虫群集は *B. pseudomacrescens* と *T. inflata* が優
376 占し, 高位の湿地環境を示す. 群集は突然, 砂中で低い存在量となり, *J.*
377 *macrescens* のみからなる群集に変わる. 有孔虫は深さ 0.53 m と 0.52 m の試料
378 にはいなかった. 粘土質シルトの深さ 0.50 m と 0.49 m の試料は *J. macrescens*
379 のみが多産する.

380 泥炭からの試料の変換関数を用いた復元は, 1.08 m から 1.32 m MSL であつ
381 た. 西暦 1700 年の境界 (深さ 0.56 m) の直下の試料からの地震前 (E_{pre}) の標高は
382 1.08 m \pm 0.21 m MSL である. 深さ 0.56 m ~ 0.52 m の砂層を津波堆積物とする
383 私たちの解釈は, MAT によって支持され, すなわち砂層中の試料は現世に類似す
384 る試料がない. しかしながら, その上位の粘土質シルトもまた *J. macrescens* の
385 高い相対存在量を持ち, それは Hawkes et al. (2010) の訓練事例集合の中では
386 見られない. この理由のため, これらの試料も現世に類似のものがない試料であ
387 り, よって私たちが選んだ深さ 0.51 m からの 0.67 m \pm 0.22 m MSL の地震後の
388 試料の標高 (E_{post}) の確からしさの評価は難しい. この追加の不確かさは, 私たち
389 の Siuslaw 川での 0.42 m \pm 0.30 m の地震時の沈降の見積もりにおいて考慮す
390 べきである.

391

392 4.5. 南部湿地

393 南部湿地では、私たちは、深さ 0.60 m~0.40 mにある暗褐色泥炭を採取し、
394 この泥炭層は西暦 1700 年の津波によって堆積した厚さ 3 cmの粗粒灰色砂によ
395 って明瞭に覆われている(境界は 3 mm以下) (Briggs, 1994; Nelson et al.,
396 1998). 砂は、深さ 0.38 m~0.30 mの灰色シルト質粘土に漸移する(Fig. 3e).
397 深さ 0.60 m~0.56 mの泥炭層の基底の有孔虫群集は、*T. irregularis* と *B.*
398 *pseudomacrescens* が優占し、高位の湿地環境を示す。*T. irregularis* の異常に
399 高い存在量は深さ 0.55 mに見られ、現世の環境中では見られない(Hawkes et
400 al., 2010). 有孔虫は泥炭層の残りの部分にはいないことは、淡水環境を示唆す
401 る。炭素同位体分析は、深さ 0.56 m ($\delta^{13}\text{C}$ は-25.0 から-27.5‰)での組成変化
402 を示し、それは海水性湿地から淡水への堆積環境の変化を支持する(e.g., Lamb
403 et al., 2007; Kemp et al., 2010). 深さ 0.54 m~0.40 mでの、総有機炭素と
404 総窒素の高いパーセンテージは、泥炭が陸地土壌の A 層であることを示唆する
405 (e.g., Lamb et al., 2007). 上位の砂層との境界では、総有機炭素と総窒素は
406 減少し、たぶん汽水環境へ戻ることを反映している(e.g., Lamb et al., 2007).
407 有孔虫の非常に低い存在量は、砂層の上面の境界で見られるが、群集が *T.*
408 *inflata* と *J. macrescens* から成るシルト質粘土においては個体数が増え、中位
409 の湿地環境を示す.

410 有孔虫がいないことと炭素同位体分析は、西暦 1700 年の境界の下の泥炭は、
411 最も高い天文潮汐より上の淡水環境において堆積したことを示す。湿地の南方へ

412 4 km (Hawkes et al., 2010)の現世のトランセクトにおいて、有孔虫は 1.55 m
413 MSL より上にはいないので、私たちはこの標高を泥炭の最上部における地震前
414 (E_{pre})の最小の標高として用いた。その上位のシルト質粘土において、有孔虫群
415 集から標高は 0.70 m~1.16 m MSL 間であるとされ、すべて現世と類似する試料
416 がある。津波の砂層の直上の試料(深さ 0.38 m)の地震後(E_{post})の標高は 0.70 m
417 \pm 0.18 m である。私たちの地震前の最小の標高を用いて、地震性沈降の最小値
418 を 0.85 m と見積もった(-0.18 m の一方向性の誤差を伴う)。

419

420 5. 西暦 1700 年の地震の地震性沈降

421 Grant (1994)と Minor and Grant (1996)は、Nehalem 川は、トウキ森林から干
422 潟に変化し、干潟には *Triglochin maritimum* が植民したと結論づけ、それは約
423 1 m~2 m の地震性沈降と矛盾しない。私たちは、2 つのより海に面した最も研究
424 された地点において、より小さい沈降(0.49 \pm 0.31 m)を見積もった。低位の湿
425 地の示標としての *T. maritimum* への彼らの信頼が、沈降量の過大評価をもたら
426 したのかもしれない。*T. maritimum* は現世の中位の湿地では普通に分布し、高
427 位の湿地の生息はまれである(Eilers, 1975; Hawkes et al., 2010)。*T.*
428 *maritimum* は多くの他の湿地植物より分解されにくいので、埋没した湿地の堆積
429 物中で、他の種が分解された後も長く残存できる。

430 Nestucca 川では、Darienzo (1991), Peterson and Darienzo (1988), Darienzo
431 et al. (1994)からの地震性沈降の見積もり(0.5 m~1.5 m)は、それらの最小値

432 については、私たちの有孔虫の変換関数からの見積もり ($0.47 \text{ m} \pm 0.28 \text{ m}$) と重
433 複する。先行研究の見積もりは、堆積相の変化、定性的な珪藻分析、有機物含有
434 量の割合、干潟の示標の *T. maritimum* の大型植物化石が西暦 1700 年の境界の上
435 の堆積物に産出することに基づく。

436 Salmon 川での、有孔虫の変換関数による地震性沈降の $0.60 \pm 0.29 \text{ m}$ の見積
437 もりは、先行研究と矛盾しない。Grant (1994) と Minor and Grant (1996) は堆
438 積相と大型化石を使い、 0.5 m ぐらいか 1.0 m ぐらいの沈降が西暦 1700 年の高
439 位の湿地から植生に覆われない潮間低地へ変化したと推定した。Nelson et al.
440 (2004) は、限定された花粉と大型植物化石のデータを用いて、西暦 1700 年の地
441 震性沈降を $0.3 \sim 1.0 \text{ m}$ と見積もった。

442 Siuslaw 川では、地震性沈降の見積もり量は、複雑な層序により幅がある。
443 Briggs (1994) は、堆積相と定性的な珪藻分析と有機物含有量の変化から、西暦
444 1700 年の地震で $1.0 \text{ m} \sim 2.0 \text{ m}$ 沈降したと推定した。また、Nelson (1992) は、
445 Siuslaw 川における泥炭から泥への堆積相の漸移的な変化は、 1 m 以下おそらく
446 は 0.5 m 以下の地震性沈降を反映していると解釈した。西暦 1700 年の境界の上
447 位の試料は現世と類似のない試料なので、変換関数の結果の評価は困難だが、私
448 たちの地震性沈降の見積もり ($0.42 \text{ m} \pm 0.32 \text{ m}$) は 0.5 m 以下という見積もり
449 を支持する。

450 南部湿地における西暦 1700 年の地震性沈降の以前の見積もりは、私たちの
451 0.85 m という最小の変換関数の標高変動と類似する。Nelson (1992) と Nelson

452 et al. (1996a, 1998)は、堆積相の変化と大型植物化石を用いて、0.5 m以上の
453 沈降を示唆した。Briggs (1994)は、潮上帯の湿地や森林の地面が泥質堆積物に
454 埋没されるには、最小でも1.0 m-2.0 mの沈降を必要とするだろうと推測した。
455 Nelson et al. (1996a)の化石データとJennings and Nelson (1992)の現世のデ
456 ータを含むNelson et al. (2008)によって開発された有孔虫の変換関数からの
457 地震性沈降の見積もりは、 0.7 ± 0.3 mである。

458 Leonard et al. (2004)は、いくつかの定性的な堆積相の方法と大型化石と微
459 化石の方法を基に、ブリティッシュコロンビアからカリフォルニア北部における
460 西暦1700年の地震に対する地震性沈降の見積もりのデータベースを収集した
461 (Table 2)。データベースの評価の不確かさは典型的に $\pm 0.5-0.8$ mだが、そ
462 の収集したデータベースは、オレゴン沿岸の2 mまでの地震性沈降を示す。
463 Leonard et al. (2004)が収集した沈降の見積もりの多くは、特にオレゴン北部
464 において、0.18 mから0.85 m以上といった私たちの有孔虫に基づく復元よりも
465 大きい(± 0.18 m \sim ± 0.32 mの不確かさを伴う)(Table 2; Fig. 4)。

466 Leonard et al. (2004)は、Okada (1985), Hyndman and Wang (1993, 1995),
467 Flück et al. (1997)の地球物理学的(測地学的, 熱的, 地震的)データによって
468 制約されたカスケードメガスラスト上の滑りの弾性的変異モデルからの地震性
469 沈降の予測と、収集した沈降の見積もりの平均と範囲を比較した。Hyndman et al.
470 (2005)は、熱的と測地学的データにおける不確かさと矛盾しない値を使って、破
471 壊帯の幅の変化は表層の変形にほとんど影響のないことを示し、変形はメガスラ

472 ストのより浅い部分の滑りが主に影響すると考えた. Leonard et al. (2004)は,
473 西暦 1700 年の地震に先立ってメガスラストで 550~800 年間蓄積されたひずみ
474 の地震による解放が, データベースの見積もりと一致する沿岸沈降をもたらした
475 ことを示唆した. ただし, オレゴン南部は除く. 一定のスリップモデルの予測と
476 沈降のデータベースとの比較を通して, 1700 年の地震の滑り量は見積もられた
477 (Leonard et al., 2004). 最適なスリップパターンは, オレゴン北部が最大の滑
478 り量を示し, 50 m 以上で, そこからオレゴン南部での 10 m 以下まで, 滑り量は
479 沿岸に沿って減少することを示唆した (Fig. 4B). 私たちの変換関数の見積もり
480 は, 550 年のひずみの蓄積とより低い滑り量に対する沈降の見積もりにほぼ一致
481 し, Nehalem 川, Alsea 湾, 南部湿地では 20 m 以下の滑りを示唆し, 一方, Nestucca
482 川, Salmon 川, Siuslaw 川では 20 m~30 m の滑りを示唆する. 10~30 m のメガ
483 スラストの滑りは, マグニチュード 9 の地震と矛盾しない (Leonard et al.,
484 2004).

485 次の部分において, 過去 6700 年におけるカスケード沿岸の沈降のデータベー
486 スのより大規模な収集と分析は, 沿岸の沈降イベントに対比される沖合のタービ
487 ダイトの年代学に依存し (Goldfinger et al., 2008), Leonard et al. (2010)は
488 沈降見積もりを 3 つの良質なレベルに格付けし, CAS3D の弾性的変異モデルに基
489 づく沈降の予測にそれらを比較した (Wang et al., 2003). 大陸斜面と深海平原
490 上の地震によって起きたタービダイトの, より最近行われた年代決定と沿岸の沈
491 降に関するいくつかの新しい放射性炭素年代は, カスケード北部での西暦 1700

492 年の地震の1つ前の地震は西暦1700年からたった200年前であることを位置づ
493 ける(Goldfinger et al., 2008). Leonard et al. (2004)は、収集した西暦1700
494 年の地震の沈降の見積もりは500年蓄積したひずみの解放とほぼ一致するが、沈
495 み込み帯の北部と南部の端だけにおいては、西暦1700年の地震時の滑りは200
496 年間に蓄積したひずみと調和的であり、そして、ワシントン南部とオレゴン北部
497 においては、滑り量は明らかに大きいと結論づけた(Leonard et al., 2010). 私
498 たちの変換関数の沈降の見積もりは、Alsea湾においてのみ、ひずみの蓄積はわ
499 ずか200年であることを示唆した(Leonard et al., 2010のFig. 6);私たちの
500 他の見積もりは、500年のひずみの蓄積とより調和的である.

501 Leonard et al. (2010)は、カスケード地震の歴史についての今後の研究は、
502 沈降の見積もりをより確実にし、不確かさを減らすために、微化石の変換関数を
503 地震性沈降の沿岸記録に適用すべきであると結論づけた. 沈み込み帯の南部と北
504 部の沿岸からのより正確な沈降のデータは、中央カスケードの縁辺からの追加の
505 データよりもはるかに弾性的変形モデルを決定すると、彼らは指摘した. 例えば、
506 私たちの南部湿地の見積もりは、550年以下のひずみの蓄積と10–20 mのメガ
507 スラストの滑りと矛盾せず、オレゴン南部の推定されたひずみと滑りからの推定
508 値の巾の下限にある(Fig. 4)が、この地域で収集した沈降の見積もりの値
509 (Leonard et al., 2010)の上限にある.

510

511 6. 結論

512 Hawkes et al. (2010)の有孔虫の変換関数を，オレゴン沿岸の5つの潮間帯湿
513 地の層序シーケンスからの化石データに適用して標高と復元した．この標高を西
514 暦1700年の巨大地震時の地震性沈降の見積りに用いた．地震性沈降の見積もり
515 は，Nehalem川では $0.49\text{ m} \pm 0.31\text{ m}$ ，Nestucca川では $0.47\text{ m} \pm 0.28\text{ m}$ ，
516 Salmon川では $0.60\text{ m} \pm 0.29\text{ m}$ であり，Hawkes et al. (2010)の見積もった
517 Alsea湾の $0.18\text{ m} \pm 0.28$ よりも高い．Siuslaw川の $0.42\text{ m} \pm 0.32\text{ m}$ という
518 見積もりの確実性は低い．なぜならば，地震後の堆積物からの化石試料には現世
519 と類似する試料がないからである．南部湿地では，有孔虫が地震前の堆積物中に
520 いないので，私たちの地震性沈降の見積もりは最小 $0.85\text{ m}-0.18\text{ m}$ となる．地
521 震性沈降の見積もりは，西暦1700年をまたぐ層序変化，現世の有孔虫の潮間帯
522 の標高に比較された有孔虫化石群集の変化 (Hawkes et al., 2010)と炭素同位
523 体分析と矛盾しない．より小さく統計的に決定される誤差を持つ有孔虫の変換関
524 数によりもたらされる沈降の見積もりは，相互に矛盾せず，よって，以前の定性
525 的な見積もりよりもおそらくより正確である．Leonard et al. (2004, 2010)に
526 よって要約されたモデル化された沈降の見積もりとの比較は，カスケード沈み込
527 み帯沿いのひずみの蓄積と解放の空間的な速度の変化を示唆する：すなわち，
528 Nehalem川，Alsea湾，南部湿地の見積もりは，約550年間のひずみの蓄積と矛
529 盾しない；Nestucca川，Salmon川，Siuslaw川は，推定された550年と800年の
530 蓄積期間と重複する．私たちの見積もりはマグニチュード9の地震時の10~30
531 mのメガスラスト上の滑りと矛盾しない． 北村・平川