

1 Micropalaeontological evidence for the Holocene earthquake history of the
2 eastern Bay of Plenty, New Zealand, and a new index for determining the
3 land elevation record. Hayward Bruce W., Cochran Ursula, Southall Kate,
4 Wiggins Emma, Grenfell Hugh R., Sabaa Ashwaq, Shane Phil R., Gehrels
5 Roland. 2004, Quaternary Science Reviews, 23, 1651-1667.

6

7 ニュージーランドのプレンティ湾東部の完新世の地震の歴史に関する微化石の
8 証拠と標高の記録を決定する新たな指標

9

10 要旨

11 ニュージーランドのプレンティ湾東部にあるオヒワ湾の高潮線付近から採取
12 された3本の完新世の堆積シーケンスには、地震によると思われる急激な標高
13 変化がみられ、その変化を確認するために有孔虫と珪藻の化石が使われている。
14 有孔虫のセンサスデータと珪藻のセンサスデータのモダンアナログの補正セッ
15 トは、当時の塩分や潮位を推定するために用いられ、地震性の垂直変位の定量
16 化に役立っている。振動性コアで採った3つのシーケンスの年代モデルは、テ
17 フラ層序と放射性炭素年代を組み合わせで作成している。

18 新たな指標である標高の記録 (LER) は、時間と深度のグラフに、地震によ
19 る垂直変位を図で表すために導入されている。また、LERを計算するために使
20 われる要素である、微化石から推定された指標深度、推定された堆積物の密圧、
21 ニュージーランドの完新世の海面曲線もプロットされている。

22 海岸線の3 km にわたるオヒワの3本のコアすべては、淡水成堆積物と潮間
23 帯の堆積物の両方を含む。淡水成の泥炭あるいは土壌と、その上位の潮間帯の

24 泥との、境界は明瞭な浸食面であり、この境界面はそれぞれのコアで約 2 m の
25 大きな沈降イベントの記録であり、暦年代でおよそ 2600 年前を示す。最も深
26 いコア (7.4 m) は、これが過去 8000 年で起こった唯一の重大な垂直変位イベ
27 ントであることを示す。小さな沈降イベント (0.3–0.7 m) は、1 つのコアの最
28 上部にみられるが、他の 2 つのコアにはない。これはおそらく、あまり知られ
29 ていない 1866 年の Taneatua 地震による、局所的な沈降の結果かもしれない。

30 オヒワ周辺には、過去の地震性変位の記録はないが、更新世中期の間氷期の
31 海成堆積物は、いくつかの確認された断層ブロックでは 10–60 m 隆起してい
32 る。私たちの研究は、完新世の少なくとも 2 m の地震性の沈降と、大地震の再
33 発期間が約 5000 年であるという決定的な証拠を与える。

34

35 1. 導入

36 完新世の沿岸堆積物中の有孔虫と珪藻の微化石記録は、古環境変化を復元す
37 るための説得力のある手段である。世界中の地殻変動が活発な地域では、これ
38 らの変化が、大地震の歴史や再発期間を記録した急激な地震性の垂直変位の証
39 拠を与えるかもしれない。

40 海から庇護された港やエスチュアリーでの有孔虫の分布パターンは、主に塩
41 分や潮位の変化に影響される (e.g., Hayward et al., 1999a)。現世のニュージ
42 ーランドのエスチュアリー環境でのトランセクト横断研究の多くは、潮位変
43 動と塩分プロキシーに関する有孔虫の分布パターンを記録している (e.g.,
44 Hayward et al., 1997, 1999a, b, 2004)。これらのモダンアナログとの化石群集
45 の定量的な比較が、より古い完新世の古環境の潮位変動や塩分の定量的推定を
46 可能にする。

47 有孔虫は汽水や海水のみで生息するが、珪藻は淡水や非海洋性土壌でも生息
48 できるため、珪藻はそのような古環境も記録する。珪藻の分布は塩分に強く影
49 響され、底質の影響はそれほど受けない (Denys and de Wolf, 1999)。ニュー
50 ジーランドの珪藻のモダンアナログ補正の補正用のセットは、沿岸水域のさま
51 ざまな場所から集められており (Cochran, 2002)、過去の環境の決定や塩分の
52 定量的推定に用いることができる。

53 有孔虫と珪藻の化石記録は補完的なものである。珪藻は幅広い環境に生息す
54 るが、汽水中では有孔虫や有殻アメーバ (本研究では見られない) を使うと、
55 より正確に潮位変動を推定できる。有孔虫は、内生でより大きいため、表在性
56 浮遊性の珪藻よりも死後運搬や混合の影響を受けにくい。より酸性の埋没環境
57 では、有孔虫の外殻 (特に石灰質の部分) の多くは溶解によって破壊されるが、
58 珪藻の殻は大抵残る (例えば本研究)。より塩基性の埋没環境であるなら、石灰
59 質の有孔虫は多いが、珪藻の記録はしばしば保存状態が悪い (e.g. Ahuriri
60 Lagoon, New Zealand, Chague-Goff et al., 2000)。

61 地震による変位の研究に有孔虫と珪藻の微化石が使われたのは北米沿岸が始
62 まりで (e.g., Hemphill-Haley, 1995; Guibault et al., 1996; Nelson et al., 1996a;
63 Kelsey et al., 1998; Shennan et al., 1999; Sherrod, 1999, 2001)、現在では地
64 震の発生しやすい他の地域にも広がっている (e.g., Sawai et al., 2002)。有孔
65 虫や珪藻を利用した、沿岸の海洋環境における地震性の変位の認定の助けとな
66 るニュージーランドの研究もいくつかある。どちらの化石群も、カピティ島の
67 オクペラグーンの 1.5–3 m の隆起を認定する際に役立った (Goff et al., 2000)。
68 1 m のコア中の有孔虫は、ホークス湾のアフリリラグーンにおける 2 m の沈降
69 とその 500 年後の 1.5 m の隆起 (1931 年のネーピア地震) の認定に使われた

70 (Chague-Goff et al., 2000; Hayward et al., 2004). 珪藻は、タウポ湿地にお
71 ける 2000 年前–3000 年前の 2 度の地震性隆起イベントと、ウェリントンのコ
72 ハンガピリピリ湖の 7000 年間の 4 つのイベントの認定に使われた (Cochran,
73 2002).

74 これは、完新世の沿岸環境の塩分変化と標高変化を定量的に推定するために
75 有孔虫と珪藻を合わせて使った、ニュージーランドでの初めての例である。研
76 究場所にプレンティ湾東部のオヒワを選んだのは、完新世の地殻変動や地震活
77 動がはっきりしなかったためである。この場所は、第四紀中期から後期の間に
78 明らかに隆起した断層ブロックに位置しているが、活発に隆起するニュージー
79 ランドの他の沿岸地域とは異なり、隆起した海岸段丘の明瞭なものがみられな
80 い (Beanland and Berryman, 1992). オヒワ湾東部のワイオタヒエスチュア
81 リー周辺 (Fig. 1) から採取した数本の短いコアには、完新世中期–後期に少な
82 くとも 1 度の沈降イベントを示唆する堆積記録がある (Marra, 1997).

83

84 1.1. プレンティ湾東部の完新世のテクトニックセッティング

85 ニュージーランドの構造と地震活動は、斜めに沈み込むプレート境界に位置
86 していることと深く関わっている。プレンティ湾地域はオーストラリアプレー
87 トの上であり、太平洋プレートがその下を西に潜り込んでいる。第四紀の細い
88 火山弧 (タウポ火山帯, TVZ) はプレンティ湾中央を北東から南西に通ってお
89 り、オヒワ湾からは 5–10 km 西を通っている (Fig. 1). 完新世の 5 度の大規
90 模な流紋岩質 (イグニブライト質) の噴火が、オカタイナ火口やタウポ火口
91 とその南で起こり (Shane, 2000), 北東に位置するオヒワの北東部の集水域に
92 大量の軽石と火山灰をもたらし、これらはオヒワ湾の端にある新しい堆積シー

93 ケンスに有効な鍵層となる。

94 プレンティ湾の海岸周辺で、TVZは南北方向の北島剪断帯と交差し、この剪
95 断帯はファカタニ地溝を形成する (Nairn and Beanland, 1989)。海岸ではこ
96 の地溝がファカタニ断層からその西 15 km にあるマタタ断層まで広がってい
97 る (Fig. 1)。地溝の沈降 (最大で約 2 km) は、100 万年前から始まり、現在で
98 も約 1–2 m/a の長期的平均速度で沈降し続けている (Nairn and Beanland,
99 1989; Beanland and Berryman, 1992)。完新世初期の海面上昇時には、海は南
100 に広がりファカタニ地溝に入り込み大きな湾を形成し、最近 5000 年間で、徐々
101 に火山性堆積物で埋め立てられ海岸線は後退し、2000 年前までに直線的な海岸
102 線が形成された (Pullar and Selby, 1971)。

103 ファカタニ地溝やオヒワ湾の高まった縁辺にある丘は、中生代の砂岩を不整
104 合で覆う、中期更新世の浅海堆積岩 (オホープ層) で構成されている (Healy et
105 al., 1964; Healy, 1967)。オヒワ湾周辺では、オホープ海成層が非海成の礫層 (約
106 60–50 万年前のワイオタヒ礫層—Manning, 1996) へ変化し、さらに降下テフ
107 ラ (約 50–40 万年前のオヒワ湾垂層群, Manning, 1996) になり、広範囲の隆
108 平面を形成する。この隆起面は、ファカタニとワイオタヒエスチュアリーの間
109 のオヒワ地域の 4 つの断層ブロックを規定する助けとなる (Fig. 1; Beanland
110 and Berryman, 1992)。最も西のブロック (ファカタニ断層とオホープ断層の
111 間) が最も高く、オホープの海成堆積物が 50 万年間に現在の海水準より少なく
112 とも 60 m 隆起している。3 つのブロックは東に向かって次第に低くなり、ワ
113 イマナ断層とワイカリモアナ断層の間には切れ目があり、我々のコアの採取地
114 点もそこに位置し (Fig. 1)、海成層の最上部は海面より約 10 m 高い (Chappell,
115 1975)。

116 オホーブ層が堆積したと推定される中期更新世の間氷期に (Kear, 1997), 現
117 在よりも海面が 6 m 以上高かったということはないだろう (Vezina et al., 1999;
118 Murray-Wallace, 2002; Nichol, 2002). したがって, これらの海成堆積物の最
119 上位の現在の標高は, 堆積後に起きた隆起の最小値を反映するだろう. 約 15 m
120 に及ぶ河川成のワイオタヒ礫層は, 礫層の南にある剪断帯の砂岩域の加速的隆
121 起の結果堆積したものだだろう. 礫層は, 広大な海岸平野を形成する北に流れる
122 いくつかの川の河口で堆積したと思われ, 海面から数 m も上にあるということ
123 はないだろう (おそらく間氷期の高海水準期). したがって, 我々の調査対象の
124 断層ブロック内にあるオヒワ湾入口の東部のワイオタヒ礫層の最上位の約 25
125 m の標高 (Chappell, 1975) は, 過去 50 万年間で 10 m 以上隆起できたことを
126 示唆する.

127 完新世の断層崖が, ファカタニ断層とワイマナ断層上でみられ, 滑り速度は
128 0.7–1.1 mm/a, 垂直方向に対する右方向の比率は約 0.5–1 である (Beanland
129 and Berryman, 1992). オヒワ地域のこれらの剪断帯断層では, 過去 150 年間
130 活動は記録されていないが, 地元の伝承では 1866 年にファカタニ断層上のタ
131 ニーチュアを揺らした大地震があったとされている (Kear, 1997).

132 プレンティ湾沿岸の最も地震活動が活発な地域はファカタニ地溝である. そ
133 こでは 1977 年に震源の浅いかなり大きな歴史地震があり (M_L 5.4; Richardson,
134 1989), 1987 年にはエッジカムで 2 m の局所的な沈降があった (M_L 6.3; Blick
135 and Flaherty, 1989). ファカタニ地溝の, 相当な沈降を起こす地震の再発期間
136 は 200–300 年と推定される (Berryman and Beanland, 1989).

137

138 1.2. オヒワ湾のセッティング

139 プレンティ湾東部のオヒワ湾は、オホープ断層とワイカリモアナ断層の間の
140 更新世の堆積岩を浸食した河川の谷が水没したものである (Fig. 1). 谷の河口
141 はオホープ砂州とオヒワ砂州によってほとんど塞がれており、ほぼ閉鎖したエ
142 スチュアリーとなっている。現在の 24 km²の潮間帯の 70 %が完新世の堆積作
143 用と考えられる (Richmond et al., 1984). オホープ砂州の大部分は、タウポの
144 巨大噴火で噴出した軽石と、その後の、軽石が浸食された堆積物のファカタニ
145 地溝帯を通じてのプレんティ湾沿岸の砂システムの流入で、2000 年間に成長し
146 たものである (Pullar and Selby, 1971; Richmond et al., 1984; Beanland and
147 Berryman, 1992). オホープ砂州先端の最近の東進は、湾口の反対にあるオヒ
148 ワ砂州の北東への後退と調和的である。したがって 2000 年以前は、オヒワ湾
149 は西か南西に延びたより長いオヒワ砂州に囲まれていたかもしれない。より弧
150 状の完新世の砂州の残部は、今や湾口の内側の低い島々を形成し (Fig. 1), 完
151 新世中期のオヒワ湾が現在より小さかったことを示唆する。

152

153 2. 方法

154 2.1. コアリング

155 春の高潮線 (HWS) 付近の 3 地点 (Oh1, 2, 3) を、オヒワ湾の海岸線付近の
156 コアリングに選んだ (Table 1, Fig. 1). 微化石記録の運搬や混合の可能性を減
157 らし、また、川のチャネルの移動による塩分と堆積物の変化の可能性を減らす
158 ため、河口から離れ庇護されているこの地点を選んだ。それぞれの地点におい
159 て振動性コア (直径 0.075 m) で採取し、採取する深度はアルミ管の長さ (7.36
160 m, Oh1) あるいは堆積物の硬さ (3.25m Oh2; 1.74m Oh3) で決定した。

161

162 2.2. 微化石処理

163 有孔虫の研究のために、38 個のコアサンプル (5 cm³) を目開き 0.063 mm
164 のふるいで洗浄した。同定と全個体数調査のために試料を約 100–200 の底生
165 有孔虫を含むまで分割 (Scott and Hermelin, 1993 の案を使って) した。計数
166 は、分析と解釈のためにパーセンテージで標準化した。種は Hayward et al.
167 (1999a)を参照して同定した。

168 珪藻の研究のために、26 個のコアサンプル (乾燥重量約 1 g) を H₂O₂ で分
169 解して有機物を除去し、HCl 中で加熱して炭酸塩を除去した。砂は水柱を通し
170 て沈殿させることで除去した。粘土は、希釈したヘキサメタリン酸ナトリウム
171 で洗浄し、浮いてきた微粒子を繰り返し取り除くことで除去した。珪藻のスラ
172 イドは、試料のごく一部をカバースリップ上で乾燥させて作り、Nephrax で封
173 入した。

174 できるだけ各サンプルで 300 の珪藻の殻がみられるようにした。種は、標準
175 的な分類 (e.g., Hendeby, 1964; Hustedt, 1985; Krammer and Lange-Bertalot,
176 1986; Krammer, 1988, 1991a, 1991b; Hartley, 1996; and Witkowski et al.,
177 2000) を用いて同定し、環境の優先性に従って塩分と生息地のカテゴリーに分
178 類した (Tables 2 and 3).

179

180 2.3. 層序学的珪藻帯の同定

181 層序学的珪藻帯は各コアの基底から順にローマ数字でつけていき、珪藻帯が
182 コア間で対比できることを意味しているわけではない。これらの珪藻帯のコア
183 ごとの決定は、非類似度係数として弦距離を用いた種の相対度の制約付き単連
184 結クラスター分析のプログラム ZONE (Juggins, 1991) を実行した。珪藻帯の

185 境界定義のためには、弦距離 1.05 と区切り、樹形図を作成した。適した場所な
186 ら、岩石学的変化が正確な境界を決定する。

187

188 **2.4.古標高の定量推定**

189 有孔虫化石が堆積した時の潮位は、Hayward et al. (2004) に記載されてい
190 る、底生有孔虫のセンサスデータに基づくモダンアナログ技術 (MAT) によっ
191 て推定された。弦距離を用いた非類似度係数を、ニュージーランドの庇護され
192 た港や浅い入江で採集した 224 試料のデータセット (Hayward et al., 2004)
193 を用いた現世の有孔虫群集と組成の最も似ているものの決定に使った。モダン
194 データのセットには、オヒワ湾の Oh1 のコアから採取した 13 の化石群集を含
195 む (Southall, 2002)。これらの結果から、有孔虫の化石から潮位や水深に関す
196 る 2 つの推定値を算出した：(1) 最も類似した現世の 5 つの動物群の平均標高
197 と範囲 (2) 弦距離を用いた非類似度係数 < 30 のすべての現世の動物群の平均
198 (Hayward et al., 2004)。これらの計算により、潮汐の範囲を標準化し、調査
199 地点 (オヒワ湾の標高 1.5 m) の範囲に換算した。これらの標高推定値の信頼
200 性は、多くの要因によって決まり、それらの最たるものは、モダンデータのセ
201 ットによって表される環境適用範囲にある。

202

203 **2.5.古塩分の定量推定**

204 古塩分の指標値 (ニュージーランド限定指標) は、有孔虫の化石群集のカウ
205 ントと Hayward et al. (2004) が記した公式から算出した。ニュージーランド
206 限定指標 (NZCI) の値は 100 (淡水) から 0 (通常の塩分) である。

207 古塩分の推定値は、珪藻化石のセンサスデータからも算出した。定量的な塩

208 分のプロットは、珪藻の沿岸域の補正のセット (Cochran, 2002) と C² プログ
209 ラムによる加重平均の方法 (Juggins, 2003) から算出した。縮小を除去する逆
210 アプローチを行い、交差検証はブートストラップによって行った。それぞれの
211 コアに 2 つのモデル—単純な加重平均 (WA) と耐性の広い種の加重を下げた
212 加重平均 (WAT) で解析した。コアの汽水の部分と汽水からの海水の部分にみ
213 られる珪藻を基にした 2 つのモデルの間には、いくらかの相違がある。これは、
214 汽水環境特有の変動 (したがって、絶対的な塩分の値の測定や復元は困難) と、
215 珪藻群集の 50 のモダンアナログを使った補正のセットの小ささの影響である。

216 古塩分の絶対的な値を推定するのは難しいが、ゾーンの境界を越えて発生し
217 た古環境の変化の量を評価することには有効であると考えられるため、3 つの
218 復元をここで示す。

219

220 2.6. 標高の記録 (LER) の算出

221 地震による垂直変位によって生じた標高変化 (LER) をグラフで表現するた
222 めに、新たな指標を導入した。また、グラフに表すことができるのは、コアの
223 シーケンスの LER を計算するときに使った要素 (例えばコアの深さ、推定され
224 た深度、推定された圧密) である。

225 標高の記録は各コアに対して次式で見積もることができる：

$$226 \text{LER} = D + I + T - C - H,$$

227 D はコアサンプルの深度、 I は微化石が堆積した深度、 T は現在の海水面に対
228 する潮位 (Gibb, 1986 による)； C は推定された圧密、 H はコアの表面の標高
229 を示している。 I 、 T 、 H はニュージーランドの基準 (= 春の大潮の干潮の海水
230 準) から計算した。LER の値は、それぞれのコアに共通して分布する鍵層から

231 決められ、時間と深度のダイヤグラムにプロットされる。重要な試料の採取ポ
232 イントは、化石群集から見積もられる確かな堆積深度 (I) を示すところ、ある
233 いは I の突然の変化を示すところである。我々のコアは固結した基質を貫通し
234 ていないため、下位の堆積物の圧密度 (C) は推定である。推定された圧密度を
235 変化させると LER の推定値は変化する。本研究では、堆積物の厚さの 20–50%
236 を圧密度と推定し、これは下位の堆積物に関して先行研究から明らかにされて
237 いる厚さと性状に依存する。

238

239 2.7. 試料とデータの保管場所

240 各コアは、ニュージーランドの化石記録のファイルデータベースに登録され
241 ている (Table 1)。洗浄された有孔虫の試料と抽出した有孔虫群集は、オーク
242 ランド大学地質学科 (コア Oh3) あるいはプリマス大学地質学科 (コア Oh1 と
243 コア Oh2) の収蔵庫に保管されている。珪藻の残渣とスライドは、ローワー・
244 ハットにある地質学原子力科学研究所に保管されている。有孔虫と珪藻のセン
245 サスデータは地質学原子力科学研究所の <ftp://ftp.gns.cri.nz/pub/archive/2003/>
246 に所蔵されている。

247

248 2.8. 放射性炭素年代とテフラの年代

249 ^{14}C 年代の示されたテフラは Shane (2000) からのもので、鉍物含有量とガ
250 ラスの化学組成から同定した。追加の放射性炭素年代測定は、ワイカト大学の
251 放射性年代測定研究所で行った。全ての ^{14}C 年代は、OxCal v3.9 というプログ
252 ラム (Bronk Ramsey, 2003) を使って暦年代に変換した。Table 4 参照。

253

254 3. コア Oh1

255 3.1. セッティングと年代

256 リーブス通り終点近くの平均潮線にある塩性湿地の泥質土壌から、振動性コ
257 アで 7.36 m の長さのコアを採取した (Table 1). そこは小さな入江の南東の角
258 に位置し、南西の角に向かって流れる川の河口の 50 m 東にある (Fig. 1). 掘
259 削地点は、300 m のマングローブの低木によって、潮間帯の泥質砂の低地から
260 隔てられている。掘削地点における現在の満潮時の塩分は 30–34 g/l である。

261 再堆積したロトマテフラ (暦年代で約 9500 年前) が深度 6.42 m にあるの
262 で、コア (7.36 m) の基底は、暦年代で約 10,000 年より古いことはない (もう
263 少し新しい可能性がある)。ロトマテフラの上位には、さらに再堆積した 3 つの
264 テフラユニットとその場で堆積した可能性のある 2 つのテフラユニット (Table
265 4, Fig. 2) が ^{14}C 年代のをコントロールする。暦年代でおよそ 5550 年前のファ
266 カタニテフラユニットの上位の深度約 2 m には古土壌がある。加速器質量分析
267 計の測定により、古土壌 (m) の最上部の小枝は暦年代で約 3300 年前のもので
268 ある (Table 4)。残念ながら、放射性年代を決定する追加の貝殻は、コアの上
269 半分にはみられなかった。

270

271 3.2. 化石研究 (化石記録 No. W15/f94)

272 有孔虫の研究のために 17 試料を処理した (Southall, 2002)。深度 1–3 m の
273 6 試料は化石を含んでいなかった (Fig. 2)。上部 0.5 m の 2 試料は、わずかに
274 膠着質有孔虫を含み、3.5 m 以深の全ての試料は多数の石灰質 *Ammonia* 属の
275 内壁を含み、しばしば膠着質有孔虫も見られた。無傷な石灰質試料は保存され
276 ておらず、そのすべてはおそらく低い pH の地下水の溶解で失われたと思われ

277 る．珪藻の研究のために 11 試料を処理し，すべての試料は多数の珪藻殻を含ん
278 でいた．堆積相の変化を通じての珪藻群集の変化を，4 つのゾーンで分けた
279 (Figs. 2 and 3).

280

281 3.3. ゾーン I

282 シーケンスの下部 (7.36–2.46 m) のゾーン I は，時々貝殻を含む塊状の灰
283 色の泥からなる．そこには，再堆積した軽石質砂層や細礫の層がレンズ状に複
284 数挟まれている (Fig. 2)．このゾーンは 5 つの珪藻群集試料で定義され，これ
285 らは主に海生から汽水性の珪藻と，どちらでもない底生種からなり，海生種を
286 伴う (Fig. 3)．塩分耐性の異なる種の比率の差異は多少あるが，環境変動とみ
287 なすほどではない．全ての珪藻群集は，汽水域から海水域の潮間帯の環境の典
288 型である．これは，このゾーンの大部分にみられる有孔虫群集が *Ammonia* 属
289 を含む 8 つの有孔虫群集であることで支持される．この属の有孔虫が主体で他
290 の属がごくわずかという有孔虫群集は，低塩分の下部エスチュアリーあるいは
291 庇護された入江の上部の潮間帯で，海藻の無い泥や砂の水底に典型的な群集で
292 ある (Murray, 1991; Hayward et al., 1999a)．この解釈は，「珪藻と有孔虫に
293 基づく古塩分の推定値 (塩分 10–27 g/L , NZCI 約 30)」と，「MAT により推
294 定された広範囲に及ぶ潮間帯の標高」の両方に支持される (Fig. 2)．

295 生息場所で化石になったことを示す合弁のトリガイ (*Austrovenus*
296 *stutchburyi*) および片殻や破片化したトリガイの貝殻が，このゾーンに散在し
297 ている．トリガイは，通常の海水あるいはやや低塩分の汽水，庇護された入江
298 やエスチュアリーの下部の干潟 (約 10 m) に生息する (e.g. Hayward et al.,
299 1999c)．泥地に生息する巻貝 (*Amphibola crenata*) の化石が 3 つのコア底部

300 の 5-7 m の間から産出した。この巻貝は、庇護された入江やエスチュアリー
301 の下部の高潮線付近の狭い高度内に生息する (e.g. Hayward et al., 1999c)。巻
302 貝の重い殻は沖合に流れ出てしまう可能性もあるが、一般的には高潮線付近に
303 堆積する。このコアに巻貝の化石が 3 つ産出することは、この部分は植生に覆
304 われた塩水性湿地帯を超えた高潮線付近に堆積したことを示唆する。

305 ゾーン I と II の間には、厚さ 0.4 m の級化を示す軽石質砂層 (初生はファカ
306 タニ・テフラ、暦年代で約 5550 年前) がある。

307

308 3.4. ゾーン II

309 ファカタニ・テフラの上にあるゾーン II (2.07-1.83 m) は、厚さ 0.2 m の
310 黒色の有機物質古土壌である。植物の根はこのゾーンの古土壌から下 1 m まで
311 及ぶ (Fig. 2)。このゾーンは 2 つの珪藻試料で規定され、好気性の種が大部分
312 を占める底生の生息地にいる、淡水や塩分耐性の低い種からなる (Fig. 3)。こ
313 の群集は、潮汐の影響から完全に隔離された淡水性湿地に特有のものである。

314 2.05-2.07 m の試料には、海水や汽水で生息する種もわずかにみられたが、珪
315 藻の殻の多くが壊れており、他の場所から湿地の中に運搬されてきたことを示
316 唆する。有孔虫化石と軟体動物の殻の化石の欠如や多数の根の存在は、このゾ
317 ーンが植生に覆われた淡水性湿地であったことと調和的である。

318

319 3.5. ゾーン III

320 ゾーン III (1.83-約 0.8 m) は、古土壌 (暦年代で約 3300 年前を示す) の上
321 面の浸食面の上であり、塊状の灰色の泥からなる。このゾーンは 2 つの珪藻試
322 料により規定され、ゾーン I の試料に似た汽水から海水に生息する底生の珪藻

323 が優占する．ところが，どちらの試料も臨時性浮遊性珪藻 (*Melosira*
324 *moniliformis*) と植物に付着して生息する珪藻 (*Cocconeis placentula*) が大部
325 分を占める．上部の試料 (1.12–1.14 m) では臨時性浮遊性珪藻の占有率が最
326 大 35%となり，*M. moniliformis* や *Paralia sulcata*, *Pseudopodosira* spp. 1,
327 *Pseudopodosira* spp. 2 が含まれる．これらの種が好む生息地は，マングローブ
328 や塩水性湿地に沿って並んだ狭い干潟の岬のような，浅く，海水が混合する汽
329 水から海水の影響のある地域かもしれない．さらに，*Melosira moniliformis* や
330 その他の臨時性浮遊性珪藻のピークは，栄養の流入やこの地点への海藻の流入
331 に応答した増殖を示すかもしれない．有孔虫や軟体動物の殻は産出しなかった．

332

333 3.6. ゾーンIV

334 このゾーン (約 0.8–0 m) は黄褐色で，植物の根や斑状泥を含み，厚さ 0.07
335 m の表面土壌に上方級化する．軽石質砂や細礫 (タウポ・テフラ) が 0.48 m よ
336 り上位に存在する．ゾーンIVは 2 つの底生の珪藻試料から規定され，それらは
337 汽水域の底生種が優勢である．このゾーンの 3 つの有孔虫試料のうち 2 つは有
338 孔虫を含み，汽水中や潮間帯に生息する膠着質有孔虫 *Haplophragmoides*
339 *wilberti* が優占する．この種が強く優占する群集は，現在ではマングローブや
340 塩水性湿地の高潮線付近の適度な汽水域に生息する (Hayward et al., 1999a)．
341 この地点でのモダントランセクトでは，優占種の *H. wilberti* も塩水性湿地植
342 生の平均高潮線の狭い (約 2 m) 潮間帯に生息する (Southall, 2002)．MAT に
343 よる標高の推定では，このゾーンは潮位の範囲の下から 3 番目の場所で (Fig.
344 2)，現在のコアサイトのセッティングと矛盾しない．ゾーンIII (珪藻) とゾー
345 ンIV (珪藻と有孔虫) の古塩分の推定値はゾーン I よりわずかに低く (Fig. 2)，

346 淡水の湧出の影響のある海岸線近くの高い潮位と調和的である。

347

348 4. コア Oh2

349 4.1. セッティングと年代

350 Ruatuna 通り近くの春の高潮線の平均海面にある塩性湿地の土壌から、振動
351 性コアで 3.25 m の長さのコアを採取した (Table 1)。そこは、オヒワ湾のクタ
352 レア岬の東側にある小さな潮間帯の入江に位置している (Fig. 1)。入江の中に
353 流れ込む川はわずかで、高潮線での植物帯がよく発達している。約 50 m の塩
354 性湿地と 100 m のマングローブの低木によって、コアの地点は入江の入口にあ
355 る潮間帯の泥干潟から隔離されている。掘削地点における現在のバックグラウ
356 ンドの塩分は、満潮時で 20–30 g/l である。

357 植物による泥炭層がコアの基底付近 (3.19–3.22 m) の泥炭層中の植物は、
358 加速器質量分析計の年代測定では暦年代で約 2800 年前だったが、3–1.2 m に
359 はその他の年代コントロールする試料は無い。放射性炭素年代測定した植物の
360 根 (暦年代で約 2170 年前) は 2.6 m にあり、これはおそらく、根の張りつめ
361 られた土壌 (0.93–0.54 m) の年代を示しているだろう。同定された 3 枚のテ
362 フラユニットはコアの上半分中存在し (Table 4, Fig. 4)、さらなる年代調整を
363 与える。コアの基底の ^{14}C 年代を認めるなら、1.12–1.11 m に存在するファカ
364 タニテフラユニット (暦年代で約 5550 年前) は再堆積によるものでなければ
365 ならない。0.5 m より上にあるタウポ・テフラ層とタラウエラ・テフラ層は、
366 その場に降下して堆積したものとして認識される (Fig. 4)。

367

368 4.2. 化石研究 (化石記録 No. W15/f93)

369 有孔虫の研究のために 13 試料を処理した (Wiggins, 2002). コアの最下部
370 (3.19–3.17 m) の試料と上部 (1.3–0.1 m) の 6 試料からは化石が産出しな
371 かった (Fig. 4). 最上部 (0.05–0.03 m) の試料は少量の膠着質有孔虫を含み,
372 3.1–1.7 m の全試料は石灰質有孔虫の *Ammonia* 属の内壁を含んでいた. 最上
373 部の試料より下には無傷の石灰質試料は保存されておらず, すべてはおそらく
374 低い pH の地下水の溶解で失われたと思われる. 珪藻の研究のために 12 試料
375 を処理し, 8 試料は高濃度で, 4 試料は低濃度だった. 堆積相の変化を通じての
376 珪藻群集の組成変化は 5 つのゾーンに分けられる (Figs. 4 and 5).

377

378 4.3. ゾーン I

379 コアの基底付近 (3.25–3.13 m) のゾーン I は, 泥炭質泥からなる. 有孔虫
380 化石は産出しないが, 淡水性で塩分耐性の無い, 底生, 臨時性浮遊性, 好気性
381 の種を含む多様な珪藻群集が産出する (Fig. 5). この群集は, 海の影響を全く
382 受けない淡水性湿地の典型である.

383

384 4.4. ゾーン II

385 塊状の灰色泥からなるゾーン II (3.13–1.21 m) は, 植物の根や小根の密度
386 が上に向かって増加する. このゾーンは 4 つの珪藻試料で規定され, 汽水から
387 海水に生息する底生種が優占的で, 臨時性浮遊性やどちらでもない種も適度に
388 含む (Fig. 5). これらは, 潮間帯や汽水域, エスチュアリーで堆積したことと,
389 大型植物の存在を示唆する. いくらかの種組成の小さな変化は, 外部から地点
390 への流入によって起こるかもしれない. 例えば, ある試料 (2.72–2.70 m) で
391 は淡水や浮遊性の要素がわずかに多く, 淡水性湿地からの流入があったことを

392 示唆する. もう 1 つの試料 (2.20–2.18 m) は *Melosira moniliformis* のピー
393 クを示し, 地点への海藻の流入の結果かもしれない.

394 潮間帯の汽水から海水の泥干潟と推定された環境は, このゾーンから
395 *Ammonia* 属が優占する 5 つの有孔虫群集の産出, 珪藻と有孔虫に基づく古塩
396 分の推定値 (塩分 8–24 g/l, NZCI 30), MAT による推定標高が潮間帯である
397 ことにより支持される (Fig. 4).

398 ゾーンⅡとゾーンⅢの間には, 厚さ 0.1 m の級化する軽石質砂層 (初生はフ
399 ァカタニ・テフラ, 暦年代で約 5550 年前) がある.

400

401 4.5. ゾーンⅢ

402 ゾーンⅢ (1.11–0.93 m) は暗灰色泥にある. 有孔虫の 1 試料からは化石が
403 産出しなかったが, 珪藻試料 (1.00–1.02 m) には, 塩分耐性の無い 2 種
404 (*Aulacoseira crenulata*, *A. crassipunctata*) が 70% を占める珪藻殻 (Fig. 5)
405 が高密度で見られる. この珪藻群集は, 浅く完全に淡水の沼の存在を示唆する.

406

407 4.6. ゾーンⅣ

408 このゾーン (0.93–0.13 m) は, 根の張りつめられた泥炭や砂質泥, 小根を
409 含む軽石の層からなる. 有孔虫は産出せず, 4 つの珪藻試料から珪藻の殻が低
410 密度で産出し, センサスカウントはできなかった. 耐塩性のない種と淡水性,
411 好気性珪藻がわずかに産出することは, 土壌形成環境が森の縁辺部だという推
412 定と調和的である.

413

414 4.7. ゾーンⅤ

415 ゾーンV（上部 0.13 m）は、小根を含む泥質土壌である。 *Trochamminita*
416 *salsa* の優占する有孔虫群集がみられ、これは低塩分あるいは高潮線の指標種
417 であり、淡水湧出の影響を受け、現在の草で覆われた塩性湿地の環境に典型的
418 にみられる。これは、MAT による標高の推定値が高潮線であることによって支
419 持される（Fig. 4）。2つの珪藻試料は海生底生種の *Denticula neritica* が優占
420 し、汽水から淡水、あるいは淡水に生息する底生種や好気性種もみられた（Fig.
421 5）。このような珪藻の混合は、現在の高潮の塩性湿地の環境と一致する。例え
422 ば、海生の *D. neritica* は、春の高潮や海鳥によって運搬されたらしく（この種
423 は潜水鳥類のほとんどにみられる、Witkowski et al., 2000）、淡水性好気性種
424 は淡水の流入や表層下の淡水性土壌の再堆積の結果としてこの地点に生息して
425 いるらしい。珪藻と有孔虫の両方に基づく古塩分の推定値は、高潮の水より低
426 い塩分（2–10 g/l, NZCI 75, Fig. 4）を示し、丘の裏側の淡水の湧出や、いく
427 らかは再堆積を反映しているらしい。

428

429 **5. コア Oh3**

430 **5.1. セッティングと年代**

431 クタレア通り付近の平均高潮線にある塩性湿地やマングローブ低地の泥質土
432 壌から、振動性コアで 1.74 m の長さのコアを採取した（Table 1）。この場所は
433 大規模な完新統の平野の縁辺部に位置し、オヒワ湾のクタレア岬へ流れる川の
434 50 m 北側にある（Fig. 1）。掘削地点における現在の満潮時の塩分は 15–25 g/l
435 である。

436 年代をコントロールする唯一の試料は、排水路付近（層の深さ 1.2–1.3 m）
437 から採取した木で、放射性炭素年代は暦年代で約 3010 年前（Table 4）である。

438 残念ながら、放射性炭素年代を決定する追加の貝殻はこのコアにはみられなか
439 った。このコアには多くのテフラ層があり (Fig. 6), それらのすべてが、再堆
440 積や大規模な洪水による近くの川からの流れてきたものである可能性がある。

441

442 5.2. 化石研究 (化石記録 No. W15/f92)

443 有孔虫研究のために 8 試料を処理し、コアの基底 (1.1 m より下) の 3 試料
444 からは化石が産出せず (Fig. 6), 残る試料はやや豊富な膠着質有孔虫を含むが
445 石灰質の種も含む。珪藻研究のためにコアの下部の 3 試料を処理し、明瞭な 2
446 つのゾーンを認識したその境界は、浸食による明白な堆積物の変化の境界であ
447 る (Figs. 6 and 7).

448

449 5.3. ゾーン I

450 コアの基底 (1.74–1.10 m) のゾーン I は、0.16 m の軽石質砂とその上位の
451 厚さ 0.48 m の暗灰色から黒色の有機質泥層からなり、この泥層はしばしば小
452 根や流木の大きな破片 (近くの水路の露頭面にも見られる) を含む。このゾー
453 ンは 2 つの珪藻試料で規定される。下部 (1.54–1.56 m) には、淡水性の底生
454 や好気的環境を好む種が優占する、中程度の濃度を持つ珪藻試料がある (Fig.
455 7)。古環境は、淡水性湿地周辺のごく浅い沼だったかもしれない。ごくわずか
456 な珪藻が、上部 (1.18–1.20 m) の試料からも産出した。これらは、淡水性の
457 種や塩分耐性の無い種で、生息地を選択する浮遊性種である。構成する種と低
458 い濃度を組み合わせると、試料は古土壌起源のものであることを示唆する。有
459 孔虫化石と貝殻の化石の欠如は、非海成であるという解釈と調和的である (Fig.
460 6)。

461

462 5.4. ゾーンⅡ

463 ゾーンⅡ (1.1–0 m) は、軽石質砂とその上位では上方の小根の張りつめら
464 れた黒色泥に変わる。これは5つの有孔虫群集で規定され (Fig. 6), 潮間帯に
465 生息する膠着質の *H. wilberti* が優占し, *Miliammina fusca* が普通に伴われる。
466 この潮間帯の群集は、汽水の平均塩分 (約 10–25 ; Hayward et al. 1999a) の
467 特徴である。高潮線付近に生息する *Jadammina macrescens* と低塩分に生息
468 する *Trochammina salsa* が、2つの上部 (0.25 m 以上) の試料から産出する
469 ことは、シーケンスが現在の高潮線の標高まで浅くなったことを示唆する。
470 MATによる標高の推定値は、潮位が変化し得る広い範囲を示すが、このゾーン
471 では中位の潮位から高位の潮位へと浅くなった確率がより高い (Fig. 6)。好気
472 性有孔虫や通常の塩分で生息する底生有孔虫が下部 (0.75 m 以下) の2つの試
473 料から産出することは、更新世のオホープ層からの再堆積と考えられ、ゾーン
474 Ⅱの軽石質砂が周囲の丘から洗い出され近くの川から運搬されてきたという推
475 測を支持する。1つの試料 (0.95–0.98 m) では高密度の珪藻が産出し、それ
476 らは汽水から海水性種、汽水性種、どちらでもない種からなり、わずかに海水
477 性種を含み (Fig. 7), 潮間帯で汽水域の環境と調和的である。珪藻と有孔虫に
478 基づく古塩分の推定値は、この地点の現在の汽水域の塩分に類似した、あるい
479 はやや低い値である。

480

481 6. 議論

482 6.1. 古環境変化

483 Oh1 の古塩分の復元は、ゾーンⅠとⅡ、ゾーンⅡとⅢの境界で古環境の最大

484 変化が起こったことを示す (Fig. 2). ゾーン I は, 潮間帯の汽水から海水のセ
485 ッティングだが, ファカタニ・テフラの堆積後は淡水性湿地になる (ゾーン II).
486 この変化は, 0.4 m のテフラの堆積の直接的な影響で起こり, 隆起の必要はな
487 い. この湿地性土壌の上では, 汽水から海水の環境 (ゾーン III) に戻り, その
488 境界は 1.83 m にある浸食面である. これは, 突然の沈降イベントによるもの
489 と解釈される. ゾーン III から IV への変化は, 浅くなることや, 潮間帯の干潟か
490 ら高潮線付近の塩水性湿地への塩分のわずかな減少と調和的である.

491 Oh2 における古環境の最大変化は, 塩分や標高の変化の推定値により示され
492 (Fig. 4), ゾーン I と II, ゾーン II と III, ゾーン IV と V の境界にある. ゾーン
493 I は淡水性湿地で, 汽水から海水のエスチュアリーへの変わり目 (ゾーン II)
494 は, 3.13 m の明瞭な浸食面である. 再堆積と思われる厚さ 0.1 m のファカタ
495 ニ・テフラの堆積物は, 潮間帯から浅い淡水性の沼への変化 (ゾーン III) に一
496 致する. コアの上部の大部分 (0.8 m) の古環境 (ゾーン IV) は, おそらくゆっ
497 くり堆積した土壌である. 淡水性土壌 (ゾーン IV) から約 0.13 m の高潮線の塩
498 水性湿地 (ゾーン V) への変化は, オヒワの 3 つのコアの中で最も新しい重要
499 な古環境の変化を記録している.

500 Oh3 にみられる重要な古環境の変化は, ゾーン I と II の間にみられる 1 つで
501 (Fig. 8), 陸性の土壌環境から潮間帯の汽水性エスチュアリー的环境への変化
502 を示す. この変化は 1.10 m の浸食面と一致する.

503

504 6.2. 圧密

505 堆積物の固結は堆積物自体の重さで起こり (しばしば自動圧密と呼ばれる),
506 特に細粒で有機物に富む, 完新世の海岸の環境における堆積物では重要である

507 (Allen, 1999; Haslett et al., 1998; Pizzuto and Schwendt, 1997; Gehrels,
508 1999). 約 0.5 と 0.2 の完新世の圧密比は, エスチュアリー泥が 0.5 で, 有機
509 質で淡水性の泥は 0.2 である (Bloom, 1964; Pizzuto and Schwendt, 1997).
510 圧密は, オヒワの 3 つのコアサイト全てにおいて, コア堆積物の堆積時の標高
511 を決める際に重要な役割を果たすだろう. どのコアも完新世以前の基盤までは
512 達しておらず, どれほど圧密が起こったかを定める, 軟らかい完新世堆積物の
513 性状や厚さはわからない. 3 つのコアの地理的位置は, 下位の堆積物の妥当な
514 厚さを知るヒントを与える. 小さな入江の縁辺部の Oh2 は, 基盤近くまでコア
515 堆積物が採取されていると思われる. 小さな埋没谷の横で採取した深さ 7 m の
516 Oh1 も, その基盤近くまでコアにより堆積物が採取されているかもしれない.
517 大きな谷の横にある, 完新世の広大な海岸平野の真ん中に位置する Oh3 の下
518 は, かなりの厚さ(約 20 m)の完新世の堆積物があることは疑いの余地もない.

519 圧密はゆっくりと徐々に起こり, 潮間帯中で他の場所より堆積が活発なところ
520 でのみ認識できるだろう. 地震性振動の時, 急速に起こる (Ota et al., 1995;
521 Nelson et al., 1996b). したがって, コア内での突然の沈降の記録はおそらく巨
522 大地震を意味するが, 地殻変動による垂直変位や圧密のいずれか, あるいは一
523 般にはそれらの両方による沈降かもしれない. 地震性隆起があった場合, 振動
524 による圧密も同時に起こるため, 完新世の沿岸堆積物には地震の完全な規模は
525 記録されない.

526

527 6.3. 地震性の垂直変位イベント

528 標高の記録は, 各コアの顕著な垂直変位イベントを明瞭に示す (Fig. 8). Oh1
529 のコアの下部には, 厚さ 5 m の潮間帯の泥がある (ゾーン I). オヒワの潮間

530 帯は約 1.5 m で、基底の泥は高潮線を示す化石を含むため、この 5 m の厚さは
531 少なくとも 4.5 m の相対的海水準上昇が必要であり、それはテクトニックな沈
532 降、下位の堆積物の圧密、汎世界的海水準上昇による。後者の説明は、堆積し
533 たと推定される時代（約 8000–7500 年、Fig. 8）には汎世界的海水準上昇が続
534 いていたため、もっともらしい。私たちは、ゾーン I の堆積期間に地殻変動イ
535 ベントが起こったかを決定できる十分な精度の年代を、ゾーン I（ロトマテフ
536 ラ層やママクテフラ層が再堆積したように見える）から得られていない（Fig.
537 8）。ファカタニ・テフラの堆積中あるいはその直後の小規模な隆起を無視する
538 ことはできないが、潮間帯から淡水への変化をもたらすのに必ずしも必要とい
539 うわけではない。Oh1 で唯一明確な地震性変位イベントは 1.83 m にみられ、
540 約 2.4 m の沈降を示す。この 2.4 m のいくらかは地震動による圧密で説明でき、
541 推定された地震性沈降は約 1.5–2 m である。

542 Oh2 のコア内の 3.13 m の浸食面は淡水性湿地から潮間帯への変化を示して
543 おり、おそらく地震による約 2 m の突然の沈降を記録している。地震動による
544 圧密を考慮すると、約 1.5 m の沈降となる（Fig. 8）。潮間帯の泥の急速な堆積
545 （約 0.6 cm/年）や圧密性の沈降の後には、1.2 m における淡水性の沼への変化
546 （ゾーン I–II）があった。これは、隆起イベントよりも、軽石質砂（再堆積
547 したファカタニ・テフラ）の砂州による入江のせき止めの結果かもしれない。
548 陸成土壌とタウポ・テフラの厚さ 0.8 m の堆積の後の、深度 0.13 m での高潮
549 線の湿地への変化は、1886 年のタラウェラ・テフラの直下における約 0.3–0.7
550 m のやや小規模な 2 度目の沈降イベントを記録する。他の 2 つのコアでは同様
551 のイベントは記録されないか、タウポ・テフラ（暦年代で約 1800 年前）より上
552 である。したがって、地震性変位である可能性は非常に低い。これは、1866 年

553 のタニーチュア地震の地震動による非常に局地的な圧密の結果かもしれない。
554 考えられる別の原因は、コアシーケンス全体の下方への変位による地面の小規
555 模な沈降である。

556 Oh3 では、1.10 m に明確に定義された突然の垂直変位が 1 つある。このシ
557 ーケンスは約 2 m の地震性の沈降を示しており、その一部は振動性の圧密によ
558 って引き起こされたかもしれない (Fig. 8)。

559 各コアに記録されている主要な沈降イベントは、かなりの確率で同じイベン
560 トである。浸食面の 0.1 m 下以内にある土壌や泥炭の中の小枝や木の放射性炭
561 素年代は、暦年代で約 3300 年前 (Oh1)、約 2800 年前 (Oh2)、約 3010 年前
562 (Oh3) を示す。浸食面はその上位のタウポ・テフラ (暦年代で約 1800 年前)
563 から、Oh1 では 1.2 m の潮間帯の泥、Oh2 では 2.7 m の潮間帯の泥や土壌によ
564 って隔てられている。したがって、この大地震の変位が暦年代で約 2600 年前
565 に近い年代に起こったことを示す。

566

567 7. 結論

568 オヒワ湾周辺の沿岸堆積物から産出する有孔虫や珪藻、少量の軟体動物によ
569 る化石記録の組み合わせは、完新世における局地的な大地震の歴史に関するこ
570 れまでで最良の証拠である。コアサイトにある比較的酸性の地下水はいくつか
571 の有孔虫の記録を破壊し、突然の標高の変化による重要な塩分変化を記録する
572 ためのより有用な分類群は珪藻である。

573 オヒワの最も長いコア (Oh1) は、この地域では大地震による垂直変位イベ
574 ントが過去 8000 年間で 1 度しかなかったことを示す。淡水性の泥炭あるいは
575 淡水性土壌と、その上位の潮間帯の泥との間の浸食面は各コアにみられ、約

576 2600 年前に起こったおよそ 2 m の, 同じ地震による沈降を各コアで記録する.

577 この沈降の「断層ブロックの変位」と「下位の堆積シーケンスの圧密」のそれ

578 ぞれの寄与の程度を分離するのは不可能である.

579 Oh2 の約 150 年前の小規模な沈降の原因は不明だが, おそらく 1866 年のタ

580 ニーチュア地震で引き起こされた小規模な地滑りによるものだという説明が最

581 良かもしれない.

582 本研究は, オヒワ湾地域における完新世の約 2 m の沈降と, 局所的あるいは

583 遠方の断層で発生する大規模な地震 (重要な局地的垂直変位あるいは圧密を招

584 いた) の再発期間が約 5000 年を超えるという証拠を与える. これは, ワイマ

585 ナ断層付近で記録された完新世の垂直変位の約半分である (Beanland and

586 Berryman, 1992). より活発なファカタニ地溝付近で発生する大地震よりも再

587 発間隔は 1 桁長く, 低頻度である (Berryman and Beanland, 1989).

588

589 図の説明

590 Fig. 1

591 ニュージーランドのプレンティ湾東部の地質図と, 振動性コアを採取したオ

592 ヒワ湾周辺の 3 地点の位置.

593

594 Fig. 2

595 Oh1 の層序柱状図, 説明 (左から右へ) 年代コントロール; 岩石学的シーケ

596 ンス; 微化石試料の位置; 軟体動物の微化石; 有孔虫群集 (H =

597 *Haplophragmoides*, A = *Ammonia*, NF = 化石なし); 珪藻ゾーン (I - IV);

598 有孔虫のセンサス調査に基づく MAT による当時の潮位の推定値 (最も類似し

599 た現世の 5 つの動物群の平均標高；弦距離を用いた非類似度係数 30 未満のす
600 べての現世の動物群の平均), 標高の歴史；珪藻を使った加重平均 (WA) と耐
601 性の広い種の加重を下げた加重平均 (WAT) に基づく, 標準誤差の範囲の古塩
602 分の定量的復元；有孔虫に基づくニュージーランド限定指標 (NZCI) による古
603 塩分の指標値；古環境の解釈.

604

605 Fig. 3

606 オヒワ湾の Oh1 のコアの珪藻のプロット. (A) 堆積物中の珪藻の殻の濃度.
607 (B) 塩分や好む環境による珪藻群集の相対的頻度. (C) 種の相対頻度の制約
608 付き単連結クラスター分析による層序区分.

609

610 Fig. 4

611 Oh2 の層序柱状図, 説明 (左から右へ) 年代コントロール；岩石学的シーケ
612 ンス；微化石試料の位置；有孔虫群集 (T = *Trochammina*, A = *Ammonia*,
613 NF = 化石なし)；珪藻ゾーン (I - V)；有孔虫のセンサス調査に基づく MAT
614 による当時の潮位の推定値 (最も類似した現世の 5 つの動物群の平均標高；弦
615 距離を用いた非類似度係数 30 未満のすべての現世の動物群の平均；弦距離を
616 用いた非類似度係数のすべての動物群の平均 < 30), 標高の歴史；珪藻を使った
617 加重平均 (WA) と耐性の広い種の加重を下げた加重平均 (WAT) に基づく, 標
618 準誤差の範囲の古塩分の定量的復元；有孔虫に基づくニュージーランド限定指
619 標 (NZCI) による古塩分の指標値；古環境の解釈.

620

621 Fig. 5

622 オヒワ湾の Oh2 のコアの珪藻のプロット. (A) 堆積物中の珪藻の殻の濃度.
623 (B) 塩分や好む環境による珪藻群集の相対的頻度. (C) 種の相対頻度の制約
624 付き単連結クラスター分析による層序区分.

625

626 Fig. 6

627 Oh3 の柱状図, 説明 (左から右へ) 年代コントロール; 岩石学的シーケンス;
628 微化石試料の位置; 有孔虫群集 (H = *Haplophragmoides*, NF = 化石なし);
629 珪藻ゾーン (I - II); 有孔虫のセンサス調査に基づく MAT による当時の潮位
630 の推定値 (最も類似した現世の 5 つの動物群の平均標高; 弦距離を用いた非類
631 似度係数 30 未満のすべての現世の動物群の平均), 標高の歴史; 珪藻を使った
632 加重平均 (WA) と耐性の広い種の加重を下げた加重平均 (WAT) に基づく, 標
633 準誤差の範囲の古塩分の定量的復元; 有孔虫に基づくニュージーランド限定指
634 標 (NZCI) による古塩分の指標値; 古環境の説明.

635

636 Fig. 7

637 オヒワ湾の Oh3 のコアの珪藻のプロット. (A) 堆積物中の珪藻の殻の濃度.
638 (B) 塩分や好む環境による珪藻群集の相対的頻度. (C) 種の相対頻度の制約
639 付き単連結クラスター分析による層序区分.

640

641 Fig. 8

642 オヒワ湾周辺の 3 つの振動性コア (Oh1-3) の, 後期完新世の標高の記録
643 (LER). LER は, 主に微化石で示された古環境の解釈 (*I*), 圧密を調整 (*C*),
644 堆積速度 (*H-D*). ニュージーランドの汎世界的海水準曲線 (*T*, Gibb, 1986 に

645 よるが、暦年代に変換)は、Oh1 の下部 (4000 年前) を解釈するために用い
646 た。 H =春の低潮線の平均海面 (ニュージーランドの基準) より上のコアの表
647 面の標高 ; D =コアの深度.

648

649 表の説明

650 Table 1

651 オヒワ湾の完新世の振動性コアの地点

652

653 Table 2

654 珪藻の種を分類する塩分の範囲 (塩分は 1 リットルあたりのグラム数 (g/l)
655 で示す)

656

657 Table 3

658 珪藻の種を分類する生息地の範囲

659

660 Table 4

661 オヒワのコアの放射性炭素年代とテフラの年代

662 ^{14}C 年代の示されたテフラは Shane (2000) からのもので、鉱物組成とガラ
663 スの化学組成から同定した ; 放射性炭素年代測定は、ワイカト大学の放射性年
664 代測定研究所 (カタログ番号 Wk) で行った。 ^{14}C 年代は、OxCal v3.9 という
665 プログラム (Bronk Ramsey, 2003) を使って暦年代に変換した.

666 北村・関