

1 Rhodes, B. P., Kirby, M. E., Jankaew, K., Choowong, M., 2011, Evidence for a mid-
2 Holocene tsunami deposit along the Andaman coast of Thailand preserved in a mangrove
3 environment. *Marine Geology*, 282, 255-267.

4 タイのアンダマン沿岸沿いのマングローブの環境に保護された中期完新世の津波堆積物の
5 証拠

6

7 要旨

8 タイの北アンダマン沿岸に沿った、マングローブ林で縁取られた大きな潮流口である
9 Klong Thap Lamu は、マングローブ林の堆積物の中に古津波の記録が保存されているという
10 仮説を検証するのに適した場所である。2004 年のインド洋津波は、かなりの様々な幅—最
11 大 300 m—で、その土地のマングローブ林の列を破壊した。津波の痕跡は、側方に不連続
12 な砂の層や、もろくなった貝、そして場所によってはサンゴからなる礫からなり、それらの
13 痕跡は下位のマングローブの泥炭中に急速に混合させられる。津波により変化した海岸線を
14 横切るトランセクトは、津波で攪乱されなかったマングローブの端で、砂層が突然薄くなる
15 ことを示す。これは、波のエネルギーがマングローブの森に到達するとすぐに減衰すること
16 を示す。2004 年の津波堆積物(ユニット t I)の分布と堆積作用は、このマングローブ環境の
17 中にあるどのような古津波堆積物でも空間的に限られ、完全に生物擾乱されるはずだという
18 ことを示唆する。2004 年の津波の遡上域内から採取された堆積物のコアは、埋没したサン
19 ゴー貝の泥炭ユニット(ユニット t III)を貫き、それは内陸では次第に薄くなっている。ユニ
20 ャット t IIIの堆積物は、拡散を除いて、ユニット t I と非常に類似し、我々は堆積物の拡散は
21 激しい生物擾乱が原因にあるとしている。ユニット t IIIは 2004 年の津波の遡上域内で追跡
22 できる明瞭な層相境界を削っている。層相境界は前期から後期の完新世の局地的な海退と関
23 連しているというよりも、層序学的対比からユニット t IIIはイベント層準(すなわち津波)で
24 ある。ユニット t IIIの中の物質の AMS¹⁴C 年代は、年代幅を考え合わせると、津波イベントは

25 暦年代で 2720 から 4290 年前に起きたと示唆される。もし正しければ、この津波は北 Koh
26 Phra Thong で認識されていた 3 から 4 回の津波イベントよりも古いものである。しかし、
27 ユニット tIII は南西インド沿岸で最近認められた約 3710 年前の古津波堆積物と同じもので
28 ある可能性がある。

29

30 1. はじめに

31 2004 年のインド洋津波は警告なしにタイのアンダマン沿岸を襲った (Waltham, 2005)。こ
32 の天変地異的なイベントは海岸地域の備えが不十分だったことだけでなく、この海岸での津
33 波の発生する頻度についてのデータが欠如していたことを明白にした (Rhodes et al.,
34 2006)。しかし、アンダマン沿岸にインパクトを与える可能性のある津波の頻度に関する理解
35 は、暦年代で 2800 年前以降から 2004 年まで間の 3 つのイベントの可能性の証拠を最近明ら
36 かにした (Jankaew et al., 2008; Monecke et al., 2008; Fujino et al., 2009)。現地
37 書かれた歴史記録の欠如により、タイの過去の津波を見分ける最も良い手段は地質学的記録
38 である。熱帯沿岸のこの区域に沿った古津波の記録を見つけることは、津波堆積物を記録し
39 保護するのに沿岸環境が適しているという認識を必要とする (Atwater, 2007)。どこかほか
40 の所で、良く知られた古津波の記録の多くは塩性湿地の温暖な沿岸部 (Atwater, 1987;
41 Atwater and Moore, 1992; Cisternas et al., 2001; Williams et al., 2005) や沿岸の淡
42 水湖 (Bondevik et al., 1998; Grauert et al., 2001; Kwlsey et al., 2005) に存在する
43 が、これらの環境はタイのアンダマン沿岸にはない。古津波堆積物は幅の広い海浜平野の堆
44 積物中にも存在し、それは浜堤の間の湿地に保存されている (Nanayama et al., 2000;
45 Pinegina et al., 2003; Jankaew et al., 2008; Fujino et al., 2009)。2004 年の津波は
46 タイの海浜平野の上に広範囲にわたって堆積物を残したが (Hori et al., 2007)、アンダマ
47 ン沿岸で同じような昔の堆積物を見つけることは、20 世紀の大規模な砂鉱スズ鉱業による
48 多くの海岸のほぼ完全な破壊 (Schwartz et al., 1995) やその後の沿岸の開発によって妨げ

49 られている。

50 マングローブは、熱帯での、温帯の塩性湿地の類似である (Augustinus, 1995)。マングロ
51 ーブ林はタイの北アンダマン沿岸を特徴づける。残念なことに、マングローブ林の中の激し
52 い生物擾乱により、温帯の塩性湿地や沿岸の湖で見つかるような“典型的な”津波堆積物の
53 砂層の保存 (Nanayama et al., 2003; Cisternas et al., 2005 Kortekaas and Dawson,
54 2007)はおそらく妨げられている。タイの北アンダマン沿岸における「2004年の津波堆積物」
55 の最近の検証に基づき、我々はマングローブ林は古津波堆積物が保存されている可能性のあ
56 るサイトであるという仮説を立てた。以下では我々は、マングローブ林の泥炭質堆積物の中
57 にある、Thap Lam の潮流口 (図 1) に沿って保存されたサンゴ-貝を含む泥炭層 (ユニット t
58 III) について記述し、我々は、それが、これまでタイのアンダマン沿岸沿いで確認された中
59 で最も古い津波堆積物であると解釈した。

60

61 2. 地域の背景

62 タイの北アンダマン海岸における約 8000 年間の海水準変動を示す (図 2)。後氷期の海水
63 準の急速上昇は中期完新世の初めの最も高い海水準で終わった (Scoffin and Tissier,
64 1998; Hassan, 2002; Tanabe et al., 2003; Horton et al., 2005)。この高海水準は海岸
65 線を水没させ、曲がりくねった海岸線をもたらした。海岸の前進と沿岸漂砂により、比較的
66 狭い潮流口から注ぎ込む大きな湾は閉鎖された。中期から後期完新世を通じての海水準低下
67 に伴う堆積作用は、湾に向かってのマングローブの前進をもたらした (Tanabe et al., 2003)。
68 この前進作用は、中期完新世初頭の海水準高位期の後に相対的海水準の低下したタイ湾やオ
69 ーストラリアの一部で見られる (Chappel, 1983; Woodroffe, 1992; Tanabe et al., 2003)。
70 1 km の幅がある Klong Thap Lamu (図 3) は Phuket 島の北の潮流口で、このようなマングロ
71 ーブの発達した湾への入口を形成する。その入口の上流約 4 km で、主流路から、東側には
72 より古い浜堤があり、西には現在の狭い浜堤との間にのびる南の支流に分かれる。2004 年

73 の津波は現在の狭い海浜を突破しなかった。つまり津波の波は流路の入口のみに入った。北
74 の支流は、より小さい流路の樹枝状の網目状の流路に流れ込み、この流路は内陸に 10 km 以
75 上のび、幅は 1~2 km でその縁沿いはマングローブ林である (図 3B)。100 m 以上の高さで、
76 4 km の長さの北-南にのびる基盤岩の峰が Klong Thap Lamu の入り口を守り、激しい嵐の波
77 の力から、Klong Thap Lamu を保護している。我々は、現在のマングローブ林の下の堆積物
78 は古津波堆積物を保存できるかという考えの検証に Klong Thap Lamu を使った。

79 80 2.1. 2004 年の津波堆積物

81 マングローブの湿地の中に津波堆積物が保存されている可能性を理解するために、我々は
82 Klong Thap Lamu で、「2004 年の津波」から堆積した堆積物を調べた。「2004 年の津波」は流
83 路の入口の岬周辺で屈折し、流路の入口の北へ続く低く幅のある海岸平野を流れ、上流へ遡
84 上した。この津波の Klong Thap Lamu への最も明白なインパクトは、流路の縁のマングロー
85 ブ林の不規則な破壊である (図 3D と E)。破壊されたマングローブの範囲は、300 m 近い幅
86 を超え完全に破壊された (地表より下まで) ところから、ほぼダメージがないところまで急激
87 に変わる。Klong Thap Lamu の北の潮流口やラグーンと同じように、津波後の高解像度の衛
88 星写真もマングローブの破壊の程度が急変することを示す (図 4) (Yanagisawa et al.,
89 2009; Roemer et al., 2010)。「2004 年の津波」のエネルギーに側方変化のあることから、
90 津波堆積物の厚さと陸側の堆積範囲が、その堆積経路に沿っても異なるのは当然である
91 (Hawkes et al., 2007; Hori et al., 2007; Goto et al., 2010)。さらに、マングローブの
92 植生の存在は、堆積物を運び、そして振り返りの侵食を減少させる波の容積と能力の陸側での
93 急な減少を引き起こすはずである (Woodroffe, 1992; Thampanya et al., 2006)。

94 これらの考えを検証するため、2006 年の 3 月に、我々は Klong Thap Lamu の縁を横切る、
95 2 つのトランセクトに沿って、2004 年の津波堆積物の厚さを測った (図 5)。これらのトラン
96 セクトは流路、破壊されたマングローブ林を横切り、影響を受けてないマングローブ林の中

97 まである。津波から数か月のうちに、タイ政府により、破壊されたマングローブの列に沿
98 って接近するのが容易になるよう、掃除と植え直しがされた。両方のトランセクトに沿って、
99 「2004 年の津波」は破壊された区域を横切って細粒砂から中粒砂の層を堆積した。この層
100 の厚さは 0~5 cm までで、そしてマングローブ林の中で急に薄くなる。トランセクト KTLA3
101 に沿って、砂の層は流路に向かっても薄くなり、これはおそらく潮流や生物攪乱による再移
102 動によるかもしれない。したがって、津波の砂は破壊されたマングローブ林の中で厚く、残
103 ったマングローブの内部に流入した砂は非常に少ない(図 5)。

104 これらのデータは、マングローブの湿地の中の古津波堆積物は、潮流口の縁に沿って不連
105 続的に分布しているはずであることを示唆する。そのうえ、マングローブの湿地の古津波堆
106 積物は、温帯域の塩水湿地や沿岸湖で見つかった連続した砂の層(例えば Atwater and
107 Moore, 1992; Cisternas et al., 2005)ではないだろう。この環境で古津波堆積物を見つけ
108 るためには、マングローブ林の内部ではなく古流路の縁に沿って調査する必要がある。加え
109 て、サンプルは、津波のエネルギーの側方変化や、マングローブ林の散逸した影響により引
110 き起こされる、かなりの不連続を考慮して、密な間隔で採取されるべきである(Woodroffe,
111 1992)。

112 極度の生物擾乱はマングローブ林で保存された古津波堆積物を見つけるための別の問題
113 を示す。主にカニによる穴の形成にもかかわらず、2 年以上経っても、2004 年の津波堆積物
114 はまだ明瞭だった。数十年から千年の時間スケールにわたる動物やマングローブの根の生物
115 擾乱の混合は、津波堆積物をその下位のマングローブの泥炭と混合するだろう。この効果は
116 我々の得た年代値の逆転により強調される(結果と議論を見よ)。従って、激しく生物擾乱を
117 受けた、砂質の古津波堆積物の認定は一連の証拠の慎重な検討を必要とするだろう。

118 Klong Thao Lamu の研究サイトの中では、屈折した「2004 年の津波」は、流路の入口から
119 2 km 上流で流路の入口を守る基盤岩の尾根のすぐ後ろ(東)にある流路の南の縁に沿ってマ
120 ングローブ林を襲った(図 3)。ここで、津波は幅 300 m に至るマングローブ林の列を破壊し

た．薄い砂の層に加えて，津波は，不淘汰の角ばったサンゴの破片やもろくなった貝の破片を破壊されたマングローブ林にもたらした．最大直径 50 cm のサンゴの破片は，破壊された区域全体に分布しているが，無事だったマングローブの中では見つからなかった．そのようなサンゴの破片は Klong Thap Lamu の中の他の場所では見つからなかった．地元の漁師は，このサンゴの破片は「2004 年の津波」より前には存在しなかったと述べている．この局在的な堆積物は，岬に沿ったサンゴ礁や岬のすぐ沖合のサンゴ礁を津波が横切ったことに起因するのだろう．さらに，サンゴの堆積した範囲とサンゴの大きいサイズは，津波が流路の 2 km 上流までサンゴの破片を運ぶのに十分なエネルギーがあり，マングローブ林に波が到達するとエネルギーが消費し，そこでサンゴが堆積した．「2004 年の津波」の大きさは異なる (Phoungsuwan and Brown, 2007; Chavanich et al., 2008) が，タイの西海岸沿いのサンゴ礁に影響があったことを注目することは価値がある．より古い，埋もれた堆積物の発見を希望し，我々は表層下の調査のためにこのマングローブの場所を選んだ．

3. 方法

調査を始めるために，我々は Klong Thap Lamu の沿岸でいくつかの 1-3 m の土壌コアを複数本採取した (図 3A)．これらのコアのほとんどは砂からなる流路堆積物または海浜堆積物を覆うマングローブの泥炭層であり，泥炭層の厚さはかなりばらつく．しかし 2004 年のサンゴの破片の分布と一致する区域では，調査コアがおおよそ 1 m の深さで角ばったサンゴやもろくなった貝を含む層にあたった．この層を採取するために，我々は 3 本の 4-6 m の角柱のリビングストンピストンコアで採取した (表 2，図 7 と 8)．加えて，2 m の深さの穴を掘って，この層を記載した．ピストンコアのサイトの間を埋めるために，15 の追加コアを採取し，サンゴ-貝のユニットの場所と厚さを定めるのに役立てた (図 9)．コアは，ピストンコアの場所を含むサイトを横切る 2 つのほぼ直交するトランセクトから採取した (図 9)．フィールドで，我々は土壌コアを記載し捨てた．一方，ピストンコアはプラスチック

145 クラップとアルミホイルを並べた塩化ビニールパイプに押し出し、カリフォルニア州フラ
146 ートン(CSUF)の冷蔵庫に安全に運べるようテープ止めした。圧密の緩いぶよぶよの泥炭を
147 代表すると、コアを掘削し押し出す過程で、これらのコアの上部の1-2 mは5-50 %の圧
148 縮が起こる。我々はこの圧縮は2 mの深さまでのそれぞれのコアの中で均一で、図8と図
149 9に示されたように適切な補正をすべての層序セクションに適用したと想定した。

150 CSUFに戻ると、3本のピストンコアは開かれ、デジタル写真撮影され、記載した。それ
151 ぞれのコアは、Bartington製の帯磁率測定器MS2を0.456kHzで使い、帯磁率を測定する
152 ために1 cmの間隔で8 cm³のプラスチックキューブに堆積物を採取した。測定は2回、小
153 数位0.1までY軸を180度回転させ行われ、帯磁率はSI単位系($\times 10^{-7}$ m³kg⁻¹)で報告し
154 した。550°C(%総有機物量,%TOM)の強熱減量と950°C(%総炭素量,%TC)の強熱減量を
155 Dean(1974)の方法に従って測定した。Dean(1974)に示されるように、950°Cの後、3~4%の
156 総重量の減少は粘土の脱水を表すかもしれない。それゆえ、950°Cの強熱減量の4%以下の
157 値を示す試料の総炭素量は、無視できるほど低いと解釈する。

158 粒径は、ピストンコアのうち2つについて、5~10 cmの間隔で測定した。サンプルは、
159 有機物が取り除かれるまで、30%のH₂O₂の10 mlを加えた脱イオン水中で煮沸した。2000
160 μ より大きな有機物は、過酸化水素の添加前に湿式ふるいで取り除いた。炭酸塩は10 ml
161 かそれ以上の1NのHClを使って取り除き、一晚静置させた。最後に、生物起源シリカは、
162 50°Cで4時間の間、10 mlかそれ以上の1N NaOHを使って取り除いた。炭酸塩と生物シリ
163 カの前処理に続いて、それぞれのサンプルは脱イオン水と混ぜられ、サンプルをきれいに
164 するため毎分3000回転で10分間の遠心分離をした。すべてのサンプルは、Hydro 2000G
165 に加えて2004 Malvern Mastersizer 2000レーザー回折粒径分析で分析した。機器の再現
166 性と安定性を査定するために、1.0と16.0 μ (平均4.56 $\mu \pm 0.17$;n=5510[12/10/10時点
167 で])の間の粒度分析の分かっている凝灰岩の標準試料(TS2)を2回測定し、過去の測定と比
168 べた。その後TS2は10サンプルごとに分析の再現性と安定性を確かめ、その日の最後にも

169 分析し、確認した。TS2 の結果は、安定性の追加測定として、既知の Malvern の基準を測
170 定して得た値と比較する。すべてのデータは、体積%で報告され、10 の粒径間隔に分けて、
171 d(0.1), d(0.5), d(0.9) のように示す。

172 大きな有機物サンプルは、AMS¹⁴C 年代測定のために双眼顕微鏡を使って抽出した。

174 4. 結果と議論

175 4. 1. 岩相層序と完新世の海水準変動

176 土壌コアの、研究室とフィールドでの記載、そしてピストンコアの堆積学的分析に基づい
177 て、7つの岩相層序ユニットを認定した(表 3, 図 9)。これらのユニットは、TP-1, -2, -3,
178 と 15 の土壌コアの間で相互に対比され、完新世前期から後期の海水準の低下の文脈で解釈
179 される(Sinsakul, 1992)。

180 4. 1. 1. ユニット t I (2004 年の砂)

181 明るい灰色の中粒砂が、不連続な層をなし、数センチの厚さに及ぶ(図 7 と 9)。炭酸塩、
182 有機物、生物シリカ(方法を見よ)を引いた砂は、ユニット t I で平均 90%以上を構成する
183 (図 8)。粗いサンゴと貝の破片はこの砂の中や砂の上にある(図 6)。分析によりこの砂は炭
184 酸塩に乏しく(大きなサンゴや貝の破片の含有がない)、少ない量だが様々な有機物を含み、
185 帯磁率は非常に低いことが分かった(表 3, 図 8)。しかし、低い炭酸塩の値は誤解である。
186 コアの小さな直径で 2004 年の風化していない大きなサンゴや貝の破片を採取できない。よ
187 ってユニット t I と関連したかなりの炭酸塩物質の存在は明白であるが、この砂の“炭酸塩”
188 フラクションは、比較的低い(表 3, 図 8)。もしも大きなサンゴや貝の破片を含んだ試料な
189 らば、総炭酸塩の値はユニット t III と似て、かなり豊富である(図 8)。一般に、ユニット t
190 I は、下位の泥炭層と明瞭な境界を形成している。ユニット t I は 2004 年の津波堆積物で
191 ある。

193 4. 1. 2. ユニットⅡ (マングローブの泥炭層)

194 繊維質で、赤みがかかった茶色から黒色の泥炭層が、全てのコアの上部で優占する(図 7
195 と 8). 赤いマングローブの根、根の繊維、そして木の破片が、主に泥質砂の基質の中に存在
196 する. ユニットⅡは、最も高い平均総有機物量、低い値の変化が大きい総炭酸塩量、そし
197 て低い帯磁率に特徴づけられる(表 3, 図 8). ユニットⅡは、確立されたマングローブ環境
198 を示すと解釈される.

200 4. 1. 3. ユニット tⅢ (サンゴ貝を含む泥炭層)

201 2つのトランセクトに沿ったコアのほとんどは1層のサンゴ貝を含む泥炭層のユニット
202 を貫いている(図 7 と 9). 小さなトレンチとピストンコアの中では、この層は基質支持であ
203 り、赤みがかかった繊維質のマングローブの砂質泥炭の基質の中に、乱雑に砂から大礫サイズ
204 (64~256 mm)のサンゴの破片と、もろくなった貝が含まれる. 我々はより大きなサンゴの破
205 片の存在については知ることができない. なぜなら土壌コアとピストンコアの直径よりも大
206 きなサンゴの破片は採取できないからである. ユニット tⅢは高い値だが値はかなりばらつ
207 く総炭酸塩量、中~高い値の有機物、低い帯磁率に特徴づけられる(表 3, 図 8). TP-1 のコ
208 アでは、ユニット tⅢの砂の含有率は、ユニット tⅢの上下の堆積物ユニットより高かった.
209 TP-2 では、ユニット tⅢの砂の含有率はわずかにユニット tⅢの上下のユニットより高い.
210 後者の砂の含有率の観察により、砂はマングローブ環境において古津波のユニットを見分け
211 るための価値が限られることを示した. 砂の限定された価値の理由は、砂を希薄にする生物
212 擾乱とマングローブ環境を規程する特徴的な砂質の環境の両方に起因する. それゆえ、元の
213 砂層と区別のつかない生物擾乱されたイベント砂層を生じる. 我々は、結果と議論の項で詳
214 細に述べるように、ユニット tⅢは「2004年の津波」より前の津波堆積物を示すと解釈する.

216 4. 1. 4. ユニットⅣ (泥炭砂)

217 コアの内5つで、ユニットIVはユニットIIの下にある(図9)。ユニットIVはユニットIIに
218 とても似ているが、粗粒な木片はなく細かい泥炭の繊維もない。従って、ユニットIVはユニ
219 ットIIより総有機物量の平均はわずかに低いことが特徴づけられる。炭酸塩と帯磁率の総量
220 は両方とも無視できるほど低い(表3, 図8)。砂の含有量は高い。これらのデータから、特
221 に粗い木片がないことから、ユニットIVはマングローブ以前の環境を表すと解釈される。海
222 水準の低下と沿岸域の前進作用に応答した堆積環境の変化は、Tanabe et al. (2003)により
223 提示された完新世のタイの湾の環境変化と類似している。

224 225 4. 1. 5. ユニットV(砂)

226 明瞭な細粒砂の層が複数あり、2つのトランセクトに沿った陸の中ほどの堆積物のコアの
227 中に見られる(図9)。明確にするために、これらの砂層は上部ユニットと下部ユニットに細
228 分した。例えば、TP-1のコアは3層の薄い砂層を含み、それは上部ユニットを形成し、2つ
229 の薄い砂層はTP-1のコアの中の下部ユニットで構成する。TP-2のコアは、4つのより薄い
230 砂が下部の砂ユニットを構成し、一方で厚い砂層が上部ユニットを構成する。TP-3は1つ
231 の厚い砂層が上部ユニットを構成し、5つの異なる厚さの砂層が下部のユニットを構成する
232 (図9)。平均して、上部の砂ユニットは陸でより厚くなる(図9)。TP-2とTP-3の上部の砂
233 層は、上下の境界は明瞭である。それらは砂~細礫(2~4 mm)の大きさの貝の破片を様々な
234 量で含む。堆積学的に、ユニットVは、低いがかなりばらつく帯磁率、低い有機物量と無視
235 できるほど低い炭酸塩量で特徴づけられる(表3, 図8)。粒径を調べた試料では、砂の含有
236 率は高い。TP-1とTP-2のコアは、ユニットtIIIとユニットVの間には、薄い明瞭なユニ
237 ットIIあるいはユニットVIがあることを示す。ユニットVがユニットtIIIを覆うケースはな
238 い。いくつかのケースでは、ユニットVの上部の砂はユニットIIIの下に整合的に位置したか、
239 あるいは特に内陸でユニットtIIIの空白部分に存在するかである(図9)。結果として、ユニ
240 ットVがユニットtIIIの陸側の側方連続を示すのか、ユニットtIIIとユニットVの上部の砂

241 が空間的に重なった 2 つの明瞭な層を示すかどうかは曖昧である。ユニット V の砂の上部と
242 下部のどちらも、古津波堆積物または単に時間を通じ干潟を移動する潮流口の砂質堆積物で
243 ある可能性は同じくらいである。結果的に、ユニット V の解釈には問題が残り、結果と議論
244 では古津波の層としては見なさない。

245

246 4. 1. 6. ユニット VI (砂質シルト)

247 厚い灰色の砂質シルトが、現在の潮流口の近くのコアの下部で優占し、ここではそれはユ
248 ニット II または t III の下に存在する。ユニット VI は 2 番目に高い帯磁率の値、中程度の有機
249 物の含有率、高い炭酸塩の含有率、中程度の砂の含有率で特徴づけられる (表 3, 図 8)。我々
250 はユニット VI を、完新世前期から中期の高海水準期だが、マングローブの侵入直前の環境を
251 示すと解釈する。

252

253 4. 1. 7. ユニット VII (粘土)

254 ユニット VII は明るい茶色の粘性のある粘土で、いくつかのコアでは基底のユニットである
255 (図 9)。ユニット VII は、最も高い帯磁率、低い有機物量、無視できるほど低い炭酸塩の含有
256 率に特徴づけられる (表 3, 図 8)。角ばった岩石の破片と高い帯磁率の存在は、相対的に風
257 化されていない基盤岩の寄与を示すと理解でき、その基盤岩はユニット VII の下に存在すると
258 我々は考える。全体では、ユニット VII は、完新世前期から中期の 7-8 cal kyr BP の海水準
259 最高位期に到達する前の低い海水準の環境 (潮間帯?) を示すと判断される (Somboon and
260 Thiramonrkol, 1992)。暦年代で 8110 年前という、TP-1 の基底のユニット VII の値は後者の
261 解釈を支持する (図 9)。

262 要約すると、ユニット VI から上位のユニット II まで共通する連続性は、タイの湾で確認さ
263 れるような前期から後期完新世の海水準の地域的低下 (Sinsakul, 1992) への環境応答を示
264 すと解釈される。「2004 年の津波」の前の海岸線の縁のおよそ 1 m から 2-3 m 内陸の 2 つの

265 トランセクトに沿ったユニットⅡ (マングローブの泥炭)の厚さの一般的な増加は、海水準低
266 下に応じたマングローブ林のゆっくりとした前進と矛盾しない(図 9). TP-1 での砂の含有量
267 の増加する一般的な傾向は、TP-2 ではあまり顕著ではなく、前進作用の解釈を助ける。それ
268 は、海水準低下による全体の砂質環境とコアのサイトを横切る海岸線の前進という結果にな
269 るべきである。この後退の連続の重なりはユニット tⅢで、この地域でこれまでに認識され
270 た古津波では最も古い可能性がある。

271 272 4. 2. ユニット tⅢ：津波堆積物？

273 ユニット tⅢの起源のどんな説明でも、堆積物の大きさ(≦直径 0.5 m)、角ばった、不淘汰
274 な、サンゴの破片、様々な大きさの貝の破片、そしてマングローブ湿地の低いエネルギーの
275 環境への砂(図 6)の運搬メカニズムを考えなければならない。マングローブは陸の堆積物輸
276 送に対する優れた境界なので、上記の観察を説明するのに必要なメカニズムは、まれであり
277 高エネルギーにより特徴づけられる(Thampanya et al., 2006; Teo et al., 2009;
278 Yanagisawa et al., 2009)。我々は2つのありえる輸送メカニズム、つまり大嵐の大波か津
279 波の波を提示する。大嵐は、マングローブ環境の中でさえも大量の砂と海洋の岩屑を運搬す
280 る能力がある(Turner et al. , 2006; Wang and Horwitz, 2007; Nott et al., 2009; Smith
281 et al., 2009)。それゆえ、嵐の堆積物と津波堆積物との区別が、ユニット tⅢの解釈のカ
282 ギになる。嵐の堆積物と津波堆積物との区別の研究は大きく進展している(Nanayama et al.,
283 2000; Goff and McFadgen, 2004; Tuttle et al., 2004; Morton et al., 2007)。ほとんど
284 の比較は、堆積学的、層序学的な違いや内陸の高度と堆積物の範囲の違いに依存する。しか
285 し、マングローブ環境の特徴であるかなりの生物擾乱のため、ユニット tⅢに適用すること
286 は適当でない。なぜならユニット tⅢはかき混ぜられ、本来の内部の層序が残されていない
287 からだ。Jankaew et al. (2008)による、Klong Thap Lamu の北約 65 kmの Koh Phra Thong
288 島からの堆積物の調査は、嵐と津波の重要な点を扱う。彼らは、現在の気候学と歴史的な嵐

289 の証拠に基づき、タイの西海岸沿岸では大嵐は、大量の砂と海洋の岩屑を内陸に動かし運搬
290 することのできるメカニズムではないと主張する。インド洋で発生した大嵐は、タイの西海
291 岸から離れて北西に動き、一方で太平洋の嵐はタイの半島を横切る時に実質的な力を失う。
292 それゆえ、Jankaew et al. (2008)と類似して、大嵐はユニット tIIIを説明できるメカニズ
293 ムではないと結論付けられる。

294 もしユニット IIIが嵐の堆積物でないなら、それは津波堆積物だろうか？再び、ユニット
295 tIIIの広がった堆積物は、津波起源か否かを論証するために推奨された堆積学的基準の適用
296 を無効にした(Morton et al., 2007)。結果として、2つの異なる基準をユニット tIIIの説明
297 に使った。それは 1)層序、2)現在のアナログ的アプローチ である。

298 層序学的に、ユニット tIIIはイベント層準であって、完新世前期から後期の海水準の低下
299 に関連した層相境界ではないことを示すことが重要である(Tanabe et al., 2003)。ユニッ
300 ト tIIIを解釈する手掛かりはユニット II, IV, VI, との関係である。両方のトランセクトの
301 最も海岸側のコアは、ユニット IIからユニットIVまたはVIへの変移が、漸移的、またはユニ
302 ャット tIIIの基底で起こる。しかし、陸側に向かうほどユニット II/ユニットIVとVIの境界は
303 深さが増加し、ユニットIIIの下にある(図9)。よって、ユニット tIIIはユニット II/ユニット
304 IVとVIの境界を切っている。そして、それはユニット tIIIは環境的な層相境界というより時
305 間線またはイベント層準を示すという考えを支持する。我々はユニット tIIIが2つかそれ以
306 上の” イベント”を示す可能性があるが、そうだとすると、複数のイベントが起きた時間間
307 隔は、調査地のマングローブ環境(ユニット II)の前進の時間間隔よりはるかに短くなるはず
308 だ。

309 ャット tIIIをイベント層準と判断するには、その堆積の原因である” イベント”を解釈
310 する必要がある。ここで、現在の類似物のアプローチを用いる。ユニット tIと tIIIでは、
311 幾つかの明瞭な類似点がある。第一に、両方のユニットは角ばった、淘汰されていない、サ
312 ングの破片、様々な大きさの貝の破片(図6と7)で徴づけられる。ユニット tIIIの本来の特

313 徴はうすめられており、ユニット tⅢの砂の量をユニット t I と視覚的に比較するのを困難
314 にするが、定量的な粒径データはユニット t I と tⅢは両方とも砂が豊富で、それらのユニ
315 ャットの上位や下位よりも砂質であることを証明する(図8). 生物擾乱による砂の希釈により、
316 ャット t I はユニット tⅢより砂の含有量が多いと特徴づけられる. ャット t I を除き、
317 他のユニットでの角ばった、淘汰されている、サンゴの破片のないことは、マングローブ環
318 境に沖合のサンゴを運ぶ特別なメカニズムがあることを提示する. 前述したように、「2004
319 年の津波」はタイの西海岸に様々な大きさをサンゴ礁にインパクトを与えた(Phongsuwan
320 and Brown, 2007; Chavanich et al., 2008). それゆえ、より古い津波イベントはタイの西
321 海岸沿いのサンゴ礁のシステムに同じようにインパクトを与えたと想定するのは合理的で
322 ある. 提案されたユニット t I のサンゴが「2004 年の津波」起源(図6)という提案と同様に、
323 現在の類似物のアプローチによって、ユニット tⅢのサンゴは同じように津波で内陸に運ば
324 れたと推論される. 同じ推論がユニット tⅢの貝殻でも想定される. しかし、ユニット t I
325 とユニット tⅢでは1つの明らかな違いがあり、それは説明が必要である. ャット tⅢは
326 ャット t I よりもかなり厚いのだ. もっともらしい説明は、経年的な生物擾乱を通しての
327 堆積物の再移動である. ャット t I のように、ユニット tⅢは角ばった、淘汰されていな
328 い、サンゴの破片や様々な大きさの貝の破片、そして完新世のマングローブ林の底を横切る
329 砂からなる薄い層として堆積したのだろう. 続いて起こる埋没、破壊されたマングローブ林
330 の衰退、その後に回復したマングローブでのカニや根による生物擾乱、潮流がサンゴの破片
331 や貝の破片、砂を、それらを囲むマングローブの泥炭と混合した. その結果は、乱雑な角ば
332 ったサンゴの破片、貝の破片、拡散した砂を含む、元の堆積物よりも厚い泥炭の基質に支持
333 された層になった. サンゴの破片は風化により細かくなり、風化はマングローブの根によっ
334 て促進された(細根は、ユニット tⅢのサンゴの破片の中に多くあり、それはサンゴの風化
335 を促進したことを示唆する). 第二に、ユニット t I とユニット tⅢはともに、特に空間分布
336 が一致する. 破壊されたマングローブ林の区域でのユニット t I とユニット tⅢの空間的な

一致は、同じ起源の可能性のある証拠で、同じマグニチュードの地震を示す可能性がある。
第三に、ユニット tⅢはイベント層準で、嵐起源である見込みはないため、ユニット tⅢの
堆積はそれに代わる説明が必要で、その説明は低い再発間隔と高いエネルギーである。嵐の
説明の欠如で、特にユニット tⅠとユニット tⅢとが類似するという文脈では、津波起源で
あることが最も選択的な説明である(上記の理由 2 を見よ)。第四に、ユニット tⅢの“最も
妥当な時代”は、OSL によるインドの南東で確認された津波イベントの 3710 年前の年代(Nair
et al., 2010)と類似する。年代の類似はおそらくもっとも説得力のない証拠だが、インド
洋全体の類似の年代はこの中期完新世のイベント層準を嵐起源というより津波起源である
ことを支持する。

4. 3. 編年

ユニット tⅢの年代を明らかにしようと試み、我々は 3 本のピストンコアから 12 のサン
プルを AMS14C 年代測定のために採取した(表 4)。サンプルは tⅢの上位や下位から様々な深
さから選んだ(図 8)。年代測定した物質は樹皮、木、小枝である。ユニット tⅢの中から、
貝とサンゴのかけらが年代を測定した。全ての年代は、以下に示す 2 つのリザーバー補正を
除けば、後に習得した放射性炭素校正プログラム CALIB 5.0.2 を使って 1950 年を起点とし
て暦年に校正した。2 つのリザーバー補正については CALIB 6.0(Stuiver et al., 2005)で
補正した。貝とサンゴの破片は、東インド洋(Nicobar 島)のローカルリザーバー補正を使っ
て海洋リザーバー効果を補正した(<http://calib.qub.ac.uk/marine/> [Calib
6.0]);(Southon et al., 2002)。

TP-1 の基底は 8110 年前の年代を示した。この年代は、アンダマン海岸沿岸における前期
完新世の海水準最高位期の直前かあるいはその始まりの堆積を反映する(Sinsakul, 1992)。
全ての年代はユニット tⅢより下位の深さでは、3180 年前よりも古い(図 8)。ユニット tⅢ
のすぐ上の 3 つの年代は 0 から 5660 年前に及ぶ。現在の年代(TP-1 のコアの 104-105 cmか

361 ら)はマングローブの根のシステムによる生物擾乱の影響と考えられ、マングローブの根の
362 年代を混乱させる能力を示す。TP-1 のユニット tⅢの中からは、深さ 115-118 cmのサンゴ
363 の破片は、5720 年前の年代を示し、130 cmの深さの貝は 4290 年前の年代を示した(図 8)。

364 全体的な年代と深度の層序での生物擾乱の明白な影響があるにもかかわらず、これらの年
365 代から取り出された意味のある情報が得られた。第一に、埋没したサンゴ-貝の泥炭ユニッ
366 ト(ユニット tⅢ)は、明らかに西暦 2004 年の津波と同じ年代ではない。厚い堆積物のユニ
367 ット(ユニットⅡ)と同様に、西暦 2004 年より優位に古い年代がユニット tⅠとユニット tⅢ
368 を隔てる(図 5 と 6)。第二に、ユニット tⅢの上位の堆積物と下位の堆積物からの年代値に
369 基づき、2720 年前よりは若いことはなく、7080 年前よりは古いことはないだろう(図 8)。

370 TP-1 のユニット tⅢの上の年代は若すぎであり、現在の根で年代測定した結果と想定され
371 る。第三に、以下で議論された根拠に基づいて、さらにユニット tⅢの最も古い年代は 4290
372 年より古いことはないと狭めることができる(図 6)。第四に、ユニット tⅢ内の上位の堆積
373 物の 2720 年前という年代と、ユニット tⅢ内の貝の年代を結びつけると、イベントの“最
374 良推定値”年代の範囲は、2720 年前より古く 4290 年前より新しい。

375 どのように我々はこの“最良推定値”の結論を推論したか?通常、湖盆地の嵐の層のよう
376 なイベントに関しては、イベントのユニットの上位と下位の年代を得ることで年代決定され
377 る(Bird and Kirby, 2006)。しかし、マングローブ環境の広範囲な根の組織は、このブラ
378 ケットの方法は信頼度が低下させる。なぜなら、年代測定できる有機物(例えば根、葉、木
379 の枝)は根の活動によって層序的順番が容易に崩されるからだ。ユニット tⅢの上位と下位
380 からの年代の範囲は、マングローブ環境でイベントの年代を決定する唯一の情報源として年
381 代測定に使うのは難しいと、はっきりと論証する(図 9)。イベントの年代決定をする代わり
382 の方法はイベントユニットそのものから年代を得ることである。数人の研究者は、適切な堆
383 積環境では、津波の層から見つかった有機物を使った年代データが、津波の年代の想定に最
384 も確実であると考えられると提案した(Benson et al., 1997; Nanayama et al., 2007;

385 Scheffers et al., 2008). 後者の方法を用いて, ユニット tⅢ内の貝やサンゴの破片は年
386 代を測定した. 貝とサンゴの年代決定をする理論的根拠は, 両方ともイベント時には生きて
387 いて, 津波イベントで漂着したことである. 明らかに, サンゴと貝の年代の間の 1500 年の
388 違いは, 2つのうち1つは生きてそのまま運ばれたのではないことを示唆する. より古いイベン
389 ト(5720 年前のサンゴの年代)に関しては, より若い物体(貝がまだ生存していない 4290 年
390 前)を運搬できないので, イベントは 4290 年前よりも古くないと結論付けられ, サンゴはユ
391 ニット tⅢのイベントの間に運搬される以前にサンゴは死んでいたことを示す. 結果として,
392 我々は 4290 年前の貝の年代をユニット tⅢの最大の年代として使う. サンゴ礁が波の作用
393 から定期的な擾乱を受けていたことを言及するのは重要である(Perry, 2001; Fabricius et
394 al., 2008). したがって, より古いサンゴの年代は, ユニット tⅢの津波イベントの間に内
395 陸に動かされた以前に破壊され/死んだサンゴを示すと想定するのは無理なことではない.
396 上位の堆積物の年代(最小の年代)は明らかに制約されにくい. 3つの年代値がユニット tⅢ
397 のすぐ上位から得られ, 現在, 2720 年前, 5660 年前である. 現在の年代は, 若すぎると考
398 えられ, 現在の根の年代の測定したものである. それはトレンチの掘削時に, ≥ 1 m の深さま
399 で生きた根の観察に基づいた合理的なものである. 5660 年のより古い年代は, ユニット tⅢ
400 で得た貝の年代値と矛盾し, それゆえ古すぎであり, ユニット tⅢのイベントの間に陸に運
401 ばれてその後再堆積したユニット tⅢの前のマングローブの物質と考えられる. 既定では,
402 2720 年前の年代が残り, 最小の年代の可能性があると考えられる. マングローブ環境でイ
403 ベントの年代を決定するのが困難であることは, 我々の年代データから明らかだ. それにも
404 かかわらず, 我々はユニット tⅢの最良の推定年代範囲は 2720 年前より古く 4290 年前より
405 新しいと結論付けた. しかし, 古津波の記録はマングローブ環境の堆積物中に保存されてい
406 るという, 我々の仮説を検証するには絶対的な年代は必要でないと強調しておく.

407

408 4. 4. 概要

409 Klong Thap Lamu のタイの北アンダマン海岸沿いの現在のマングローブ環境から得た堆積
410 物のコアの詳細な分析により，幾つかの結論が得られた。

411
412 1) 完新世前期から後期の地域的な海水準の低下に応答して，Klong Thap Lamu のサイトの
413 海退堆積物は，上方に向かって海面高位期以前の潮間帯の環境から現代のマングローブ
414 環境に変化する。

415 2) この後退性の堆積シーケンスにユニット t^{III}が重複する。ユニット t^{III}は，散在したサン
416 ゴの破片(風化によって元より小さい)，貝殻，希釈された砂を含んだ元の堆積物よりは
417 るかに厚い砂質の泥炭の基質支持の層である。ユニット t^I (2004 年の津波堆積物)に
418 類似することと，その起源(例えば，高潮)の最適な代替案がないことから，ユニット t^{III}
419 の説明には津波起源とするのがもっともらしい。

420 3) ユニット t^{III}内からの貝とサンゴの放射性炭素年代と上位の堆積物の放射性炭素年代と
421 を結合すると，津波イベントは 2720 年前と 4290 年前の間のいつかに起きたことを示唆
422 する。もし我々が正しいならば，この津波は Koh Phra Thong の北で認識された 3-4 回の
423 津波より前のものである(Jankaew et al., 2008; Fujino et al., 2009)。

424 4) ユニット t^{III}は，南西インド洋で最近認知された 3710 年前の津波イベント堆積物に対比
425 される遠く離れた同等物である可能性がある(Nair et al., 2010)。

426 5) 元々の仮説を考えると，マングローブ環境は，古津波堆積物を保存する可能性のあるサ
427 イトであり，他地域の有望なアーカイブと同様に，研究者たちが過去の津波イベントの
428 歴史を再構築する際に検討されるべきである。

429 北村晃寿・山本有夏