

1 Potential predecessors of the 2004 Indian Ocean Tsunami - Sedimentary evidence
2 of extreme wave events at Ban Bang Sak, SW Thailand, Sedimentary Geology, 239,
3 146-161.

4 Brill, D., Brückner, H., Jankaew, K., Kelletat, D., Scheffers, A., Scheffers,
5 S. 2011

6 2004年インド洋津波以前の津波-タイ南西部バンバーンサックでの津波または嵐の堆積
7 学的根拠

8 <要旨>

9 歴史的な記録が短いかあるいは断片的なところでは、地質学的な証拠が津波や嵐のイ
10 ベントの再来する間隔を推測するための重要な手段である。これは特にインド洋周辺の
11 海岸地域では重要である。2004年インド洋津波(IOT)と同様な規模のものが記録として
12 報告されていないからである。この文脈で、バンバーンサックの完新世の海岸平野の堆
13 積物に見られる異地性の砂層は、多くの先史時代の海の氾濫イベントの証拠を提示し、
14 それらは放射性炭素年代により 700-500, 1350-1180, そして 2000 cal BP よりも新しい
15 と推定される。それらの層は、粒度分析、地球化学、堆積構造、大型化石から、津波か
16 台風に伴う高エネルギーイベントによると推定される。強烈な嵐の上陸は気象データの
17 記録のある過去 150 年間起きていないが、過去数百年から数千年間での台風の可能性を
18 除外することは出来ない。しかし、津波か嵐かの区別は、主にイベント層と現地の IOT
19 堆積物との比較に基づいて行い、それらは堆積学的特徴や空間分布に関して同様な特徴
20 を持つ。さらに、最も新しい過去のイベントに関しては、対比される堆積物がタイやよ
21 り遠く離れた海岸にある。したがって、我々はそれを 700-500 年前に起こったインド洋
22 規模の津波と推定した。2000-1180 cal BP に堆積したより古いイベントの堆積物につ
23 いても、他のサイトから該当するものは見つからなかったが、少なくとも今のところ津
24 波起源と推定される。

25

26 1. 導入

27 スンダ島弧に沿って 1300 km の長さの断層の破壊(Lay et al., 2005; Stein and Okal,
28 2007)によって発生した 2004 年 12 月のインド洋津波は、インド洋周辺の海岸域を広範

29 囲にわたり浸水させ、津波発生地近くでも遠くでも沿岸の集落やインフラを破壊した。
30 長い津波記録を持つ津波リスクのある他地域(地中海については Soloviev et al., 2000,
31 日本については Nanayama et al., 2003; 南シナ海北東に関しては Lau et al., 2010)
32 とは異なり、インド洋の歴史上の津波のカタログは主に過去400年に限られ、それゆえ、
33 その地域の長期にわたる危険性についての情報はほとんどなかった。利用できるところ
34 でも、そのめったにない長いタイムスケールの歴史記録は不正確で疑わしいものだった
35 (Muryr and Rafiq, 1990; Kumar and Achyuthan, 2006; Rastogi and Jaiswal, 2006;
36 Dominey-Howes et al., 2007)。したがって、津波に襲われたほとんどの地域において、
37 その災害は完全に予期せぬものであった。

38 地質学的記録は、しばしば数千年前までさかのぼり、先史時代の津波の再来間隔につ
39 いての見識を与え、歴史記録を高める機会も与えてくれる (Atwater, 1987; Dawson et
40 al., 1988; Goff et al., 2001; Nanayama et al., 2003; Pinegina et al., 2003;
41 Cisternas et al., 2005; Engel et al., 2020; May, 2010)。したがって、2004年の
42 IOTは現世の津波堆積物 (Richmond et al., 2006; Szczucinski et al., 2006, 2007;
43 Bahlburg and Weiss, 2007; Hori et al., 2007; Srinivasalu et al., 2007; Morton
44 et al., 2008; Paris et al., 2009)の特徴を研究するための可能性を提供しただけで
45 はなく、インド洋周辺の海岸の古津波調査 (Rajendran et al., 2006; Dahanayake and
46 Kulasena, 2008; Jankaew et al., 2008; Monecke et al., 2008)のきっかけとなった。
47 しかし、熱帯気候のもとでは、津波堆積物の保存ポテンシャルは低く (Szczucinski et
48 al., 2007; Szczucinski, 2010)、嵐や津波などのイベントを高い分解能で保存するラ
49 グーン、湖そして湿地のような低エネルギー環境はまれなので、インド洋に関しては完
50 新世の津波の高精度の年代を確定する余地がある。

51 タイの海岸における IOTの津波が、スマトラ島北部に次いで二番目に高いところでは、
52 古津波の情報はわずかである。その唯一の文書による証拠はプラトン島からのもので、
53 そこでは複数枚の砂層が津波起源と推定され、広い浜堤列平野の低湿地に堆積している
54 (Jankaew et al., 2008; Fujino et al., 2009)。この論文ではバンバーンサックのデ
55 ータを提示し、タイ西岸に沿った古津波の可能性があるものの追加の証拠を示す。

56

57 2. フィジカルセッティング

58 バンバーンサックの海岸平野は、タイ南部の西海岸に位置する。プーケットの 80 km
59 北で、プラトンの 30 km 南である。タイ南西部はマレー半島に位置し、東にタイガルフ、
60 西にアンダマン海に接する。ラグーン、沿岸湖、チェニーズや湿地が多く見られるガル
61 フコーストの広く平らな海岸平野とは対照的に、半島の西側はアンダマン海の近くまで
62 広がる山脈がある。したがって、この地域における海岸地形は急勾配で岩の岬や浸食さ
63 れた崖によって特徴づけられる。特に、プーケットの海岸沿いは、これらの岬が狭いポ
64 ケットビーチや沖積平野によって分断され(Dheeradilok, 1995)、完新世の堆積物は潮
65 間帯低地にあるのに対して、パンガー県のより北の広い地域では砂浜やバリア島が占め
66 ている(Sinsakul, 1992; Fig. 1b)。調査地域の西の沖合の地形は、一般的に平地で穏
67 やかな傾斜を持ち、岸から 12 km の水深でも 20 m 程度である(Szczucinski et al.,
68 2006)。さらに、海岸付近の深度は津波の伝播にとって重要で、バンバーンサックの西
69 は規則的で 0.09 度の勾配で一定している(Di Geronimo et al., 2009)。

70 テクトニックな文脈で、インドシナ半島は比較的安定なスンダプレートの一部で
71 (Tjia, 1996)、テクトニックな運動は西海岸ではわずかな隆起、東ではわずかな沈降し
72 かない(Dheeradilok, 1995)。その地域の主なテクトニックな構造は、北東から南西に
73 延びるラノー断層とクローンマルイ断層で、完新世の間はほとんど活動が起きていな
74 い(Watkinson et al., 2008)。地震活動の活発な領域は調査地域の西にある。スンダ島
75 弧の沈み込み帯は、インド・オーストラリアプレートとスンダマイクロプレートとブル
76 ママイクロプレートが、平均 4-5 cm の速さで収束し(Lay et al., 2005)、地震の主要な
77 発生源である。2004 年 12 月に観測されたように、プレート境界の破壊によって発生し
78 た巨大海底地震はタイの海岸まで届くのに十分な強さの津波を発生させた。スンダ断層
79 に沿ったインド洋規模の津波は、一般的に 2004 年 12 月の地震と同様な巨大地震によっ
80 て発生するが(Lay et al., 2005; Subarya et al., 2006)、すべての過去に起こった破
81 壊は沈み込み帯のより小さい部分に限定されていた。つまり、解放されたエネルギーは
82 より少ない。アンダマン-ニコバルセグメントに関して記された歴史的地震(Bilham et
83 al., 2005; Fig. 1a)は津波を発生し、この調査地域に到達する規模と考えられてきた
84 が、タイの海岸は影響がなかった。地震の統計値と沈み込み速度をもとに、Lovholt et

85 al. (2006)は、2004年の破壊と同規模のスンダ断層の破壊の平均再発間隔は少なくと
86 も300-400年で、アンダマン-ニコバルセグメント沿いのマグニチュード8.5の地震で
87 は200年の平均再発間隔と推定した。このマグニチュード8.5の地震もタイの海岸へ到
88 達する津波を引き起こすかもしれない。Rajendran et al. (2008)によって600 cal BP
89 と1000 cal BPと推定されたアンダマン島とニコバル島沿いの隆起サンゴ礁段丘の形成
90 に示される地震性隆起の証拠は、この巨大地震の再来間隔を支持する。しかし、歴史記
91 録がないので、この仮定は堆積学的証拠によってのみ証明されうる。

92 気象的にタイ南西部は亜熱帯気候に位置し、サマーモンスーンの間は豪雨があり、12
93 月から2月にかけては乾季が続く。通常の海岸のダイナミクスは、波の高さが2 m以下
94 で、潮汐は1.5-3.5 mである。サマーモンスーンの間はより高い波が普通である
95 (Choowong et al., 2008a)。さらに、北緯5度の北では、コリオリの力が依然として十
96 分に強く(Pielke and Pielke, 1997)、モンスーンとモンスーンの間は4月から5月と
97 9月から11月の期間でも熱帯嵐が発生する特徴がある。しかし、南シナ海で発生した台
98 風は、一般的にはインドシナ半島を通過する時には勢力が弱まり、ベンガル湾における
99 台風の経路は主にインド、バングラデッシュそしてミャンマーの海岸の向かう(Singh
100 et al., 2000)。対照的に、インドシナ半島西岸は過去150年間に熱帯嵐の上陸はない
101 (Murty and Flather, 2004)。しかし、2008年に調査地域のほんの800 km北のミャン
102 マー南部の海岸沿いを襲い、イラワディーデルタの広い範囲を浸水させたサイクロン・
103 ナルギスのようなイベントがまれに起こるため(Fritz et al., 2009)、調査地域におけ
104 る過去数百年または数千年間に、上陸を伴う熱帯嵐の発生を除外できない。

105 <方法>

106 本論で提示した層序学的データは、アトラスコプロコマーク1のコアと水圧式リフトを
107 用いた振動コアから得た。直径6 cm、5 cm及び3.6 cmのコアを使い、地表から最大9 m
108 の深さまで到達した。フィールドで堆積物コアを開き、撮影し、柱状図をとり、サンプ
109 リングした。その場で堆積相を記載するために使った基準は、色相、堆積構造、大型化
110 石である。粒径、淘汰度そして炭酸塩含有率はAd-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005)に
111 従い測定した。その後、それぞれの堆積物は研究所でのさらなる解析ために採取した。

層序学的重要な部分については、密封し、現在の環境の情報を得るために表層堆積物を採取した。3 cm以下の精度を持つGPS(Leica SR 530)で、コアを採取した各サイトの位置と標高を計測し、研究地域の地形を復元した。

イベント堆積物を形成した運搬と堆積状態と堆積物の供給源を特徴づけるために、粒度パラメーター(Morton et al., 2007)と地球化学組成(Minoura et al., 1994; Szczucinski et al., 2007)を決定した。粒度分析は、有機物を除去するために過酸化水素で処理した後、乾燥させた細粒堆積物試料(<2 mm)をレーザー微粒子計測器で測定した。粒径の統計計算は、Folk and Ward (1956)に従い、GRADISTソフトウェアが行った(Blott and Pye, 2001)。地球化学的データには強熱減量(LOI)が含まれ、105°Cで12時間のオープン乾燥と550°Cの4時間のマッフル炉強熱で測定した(Beck et al., 1995)。炭酸カルシウムはScheibler methodによる気体体積で測定した。原子吸収スペクトルは、濃度37%のHClでサンプルを溶かした後に、Ca, Mg, Fe, Na, Kの濃度を決定するために使った。

年代のスケールを入れるため、加速器質量分析計で大型化石と植物遺骸の¹⁴C年代を測定した。測定はアセンズ(USA)のジョージア大学の放射性炭素研究所で行った。暦年代はReimer et al. (2009)のIntCal09とMarine09の較正曲線を用いてOxCal 4.01を使って計算した。海洋生物においてはSouthon et al. (2002)で推奨されたその地域の $\Delta R=-2$ の海洋リザーバー効果を用いた。すべての年代は、 2σ つきの年代で示す。

4. バンバーンサックの海岸付近の堆積物からの津波または嵐の証拠

4.1. 海岸堆積物の完新世の層序

バンバーンサックの海岸地形は、海岸に平行な浜堤と湿地が繰り返す幅300 mの砂質の平野を形成する(Fig. 2)。海岸線に直交する方向の2つのトランセクトと平行方向の1つのトランセクトに沿って得た24本の振動コアは、海岸堆積物の一般的な層序を示す。すべてのコアにおいて、4つの主要な堆積ユニットが識別され、堆積学的特徴と地球化学的特徴を有す(ユニット1-4; ユニット4はサブユニット4a, 4b, 4cに分けられる)。これらのユニットで24本すべての堆積コアの層序を組める。これらの基底から表土までの累重様式を基に、すべてのトランセクトを代表する2つの主要な層序タイプを

見出した．累重様式 A(BBS 12)は浜堤(浜堤 I, II そして III, Fig. 2)の特徴的な内部構造を記録している．累重様式 B(BBS 1 を典型とする)は湿地(湿地 I, II, Fig. 2)の代表的なものである．トランセクトの他のコアのすべてが，浜堤のコアは BBS 12 に，湿地のコアは BBS 1 に似る．

ユニット 1: BBS 1 と BBS 12 の代表的な断面の最下部にあり，ほかの長いコアのすべてでも最下部にあり，少量の中粒砂を含む粘土質シルトから成る．その堆積物の粒径はほとんど変化がなく(平均 10-22 μm ，淘汰度 5.5-9 μm)，一般に鉄に富んだ化学組成で(Ca/Fe=0-1, Na=0-1 g/kg, Fe=30-85 g/kg)，炭酸塩は全くなく，水に溶けた塩類(Na, Ca, Mg)と有機物(0-0.6 重量%)は低濃度であった．色は黄褐色から赤褐色で，ところどころ白，暗褐色，紫色である．ユニット全体として有機物と化石はなく，大きい粒子としては，角ばった石(石英)や風化した岩石の破片がある．堆積物は全般的に固い．しかし，いくつかのコアでは，最上部から数十 cm の部分は軟らかく，水平ラミナが観られた(e.g. BBS 7, 9, 11)．BBS 12 において単調な地層は 2 枚の異地性の薄い砂層を挟み，この砂層は上下の堆積物とかなり異なる(セクション 4.2 の C 層)．

ユニット 2: BBS 1 と BBS 12 の両方で，色の急変する境界があり，下位はユニット 1 の黄色泥で，上位は粗粒砂(240-670 μm)で淘汰は良く(3-5 μm)，海生貝類の貝殻や破片を多く含む灰色砂である．ユニット 2 は細粒部と粗粒部の互層からなる．BBS 12 の砂は，ユニット 2 の上に向かって，粗粒化傾向がみられるのに対し，BBS 1 では全体的に細粒化傾向にある．BBS 1 の基底では，円磨された石英の大きい石が観察され，上部では植物遺骸や木片をとところどころに含む．ユニット 2 への変化に対応して，鉄の濃度は 2-12 g/kg に減少し，炭酸塩(10-55 重量%)，水に溶ける塩(Ca/Fe 25-50, Na 0.5-3 g/kg)，有機物(0.5-2 重量%)の濃度は増加した．

ユニット 3: BBS 12 のユニット 2 の上部は灰色がかった茶色から黄白色の中粒から粗粒砂(平均=350-500 μm ，淘汰度=3-4 μm)に漸移する．このユニットは 3BBS 12 では，ユニット 2 と表土の間の部分を構成するが，BBS 1 にはなかった(Fig. 3)．摩滅の跡や殻の縁が削られて丸くなった海生貝類の貝殻と破片がユニット全体に含まれる．基底では，砂粒と貝の破片が石灰化によって固まっていた．ユニット 2 に比べると，化学的変化は小さく炭酸塩(25-50 重量%)，有機物(0.5-2 重量%)，鉄(2-12 g/kg)とほとんど安定

169 していた．水に溶ける塩の濃度はわずかに減少した (Na=1-3 g/kg, Mg は 2-5 g/kg から
170 1-2 g/kg に減少した)．この全体的変化と異なり表層から 60 cm下の黄白色から暗褐色
171 への色の変化は，有機物の増加と脱石灰化の強化によっておこる(炭酸塩は 10 重量%に
172 減少した)．BBS 12 の最上部 10 cmは，ユニット 3 の特徴とはかなり異なる特徴を持っ
173 た細粒砂層から成る(セクション 4.2 では A 層と記載)．

174 ユニット 4 : BBS 12 では，ユニット 2 はユニット 3 の砂に置き換わっているのに対
175 し，BBS 1 ではユニット 2 の上位の堆積物は多様である．その堆積物は炭酸塩や化石を
176 含まず，低湿地に限られる．これらの一般的特徴のため，それらをユニット 4 としてま
177 とめた(Fig. 3)．BBS 1 では，ユニット 4 の基底には上下の堆積物とは異なる 25 cmの
178 厚さの砂層がある(セクション 4.2 では B 層と記した)．この砂層の上には 1m 近くの厚
179 さの暗褐色の泥炭層があり，上位の堆積物に漸移する(サブユニット 4a)．ユニット 4 は
180 ユニット 2 よりも粒径は小さく(平均=26-60 μ m)，淘汰度も低く(4-7 μ m)，炭酸塩濃度
181 は 0 である(数枚の極薄い砂のラミナを除けば)．有機物濃度の大幅な増加とともに(0.5
182 から 5-7 重量%)，大量の木や植物の破片が泥炭に含まれていた．サブユニット 4a の上
183 には厚さ 30 cmの軟らかく緑褐色の粘土質層が重なり，サブユニット 4b と定義された
184 (平均 5-20 μ m，淘汰度 5-7 μ m)．その基底の境界は漸移的で，有機物の連続的に減少し
185 ている(1-3.5 重量%)．明瞭な境界が表層から 1.70mにあり，そこではサブユニット 4b
186 の泥が不淘汰の砂(平均 70-200 μ m，淘汰度 7-9 μ m)とわずかに淘汰の良いローム質の粘
187 土(8-40 μ m，淘汰度 5 μ m)の互層に置き換わっていた．それらをサブユニット 4c とし
188 た．これらの赤褐色堆積物はサブユニット 4a と 4b に比べて，有機物はより少なく(0-
189 0.5 重量%)，ラテライトの破片と角ばった石英を多く含む．それは厚さ 40 cmの異地性の
190 細粒砂層(セクション 4.2 の A 層)に覆われる．

191 Fig. 4 は，海岸平野を通るクロスセクション(Fig. 2 のトランセクト A)に沿ったユ
192 ニット 1-4 の空間分布を表す，ユニット 1 の上面は海側に傾き，BBS 27 では海面下 5 m
193 から BBS 18 の標高 0.8 mまで続き，平野の東端で露出し，急崖となる．ユニット 1 の
194 規則的な傾斜は海岸から 70 mで途切れ，そこでは棒状に盛り上がっている．ユニット
195 2 もトランセクトの全体に広がるが，トランセクトの東の限界に向かって薄くなる(BBS
196 18 で最小 40 cm)．最大の標高は東(BBS 18 で標高 1.8 m)から西(BBS 27 で海面下 2.5

m)に低くなる. ユニット 3 は, 数メートルの厚さのレンズとしてあらわれ, 浜堤を作る. それは湿地で完全になくなる. 浜堤 I の下で, ユニット 3 は最大の厚さ 3.5 m に達し, 一方, 海面下 2 m から標高 4 m の厚さ 6 m のセクションが浜堤 II, III を形成した. 対照的に, ユニット 4 は湿地のみで観察され, 浜堤にはなかった. 湿地 II では, 海面下 1 m から標高 2.5 m の厚さ 3.5 m の堆積層を占め, 湿地 I では, 4 m 以上を占め, したがって, 以前の地形的な窪地を覆い隠した (Fig. 2b)

4.2 異地性の砂層

セクション 4.1 でユニット 1-4 の堆積物について記したように, これらのユニットは全く異なる堆積学特徴を持つ薄い砂層をはさむ. これらの砂層は, 堆積場における急激な変化を表す. したがって, 我々はそれらを異地性の砂層として言及する. 海岸の層序内のそれらの位置をもとに, A, B, C 層と区分した (Fig. 4). A 層は現在の地表面直下にあり, 薄い土壌に覆われている. B 層は湿地 II の地表から 3 m 下にある. ユニット 1 内で数枚の C 層を確認した.

4.2.1 A 層

Fig. 4 は海岸に直交する断面で, A 層の空間的広がりを示す. より海側に位置する BBS 26 と 27 では見つからず, BBS 14 で初めて見られ, その層は海岸から 250 m 東にある最も東のコアサイトでも見つかった. 海岸線から 70m 東の狭いエリアを除き, A 層は連続的にそのトランセクトの表面を覆った. かなりの変化があるにもかかわらず, その層の厚さは, 東へ薄くなる明瞭な傾向はない. 堆積物の厚さは, 湿地 II で最大 (61 cm 以上) である. 堆積物は浜堤を横切るところで薄くなっていた (浜堤 II の頂部で 3-8 cm). 湿地 I の堆積限界に向かうと, 1 cm より薄かった.

BBS 1 における A 層の典型的な特徴を Fig. 5 に記す. 肉眼で, 厚さ 26 cm の層は均質であるように見え, 明瞭な基底の境界を形成する. 色が暗褐色から黄色がかった灰色に変るところで, 下位の層のローム質層 (平均 $30 \mu\text{m}$, 淘汰度 $6.2 \mu\text{m}$) は淘汰の良い粗粒砂に変わった (平均 $50\text{-}120 \mu\text{m}$, 淘汰度 $1.5\text{-}5 \mu\text{m}$). 内部構造は, かなり均質なシルト質細粒砂 (平均 $55\text{-}65 \mu\text{m}$, 淘汰度 $1.5\text{-}3 \mu\text{m}$) からなり, 級化成層の発達した 2 枚のサブレイ

225 ヤーの累重から成る．二層のうち，下位のサブレイヤーの基底は，海生貝類の小さな破
226 片を含んだ細粒砂から成り，上層よりもわずかに粗粒(平均 $117\ \mu\text{m}$ ，淘汰度 $5\ \mu\text{m}$)であ
227 る．A層からその下位の堆積物への変化も地球化学パラメータで示された．炭酸塩濃度
228 は0から40-50重量%まで増加し，ナトリウムは4から5-6 g/kg，Ca/Mg比は6から25
229 まで増加した．堆積物(A層)中では，すべてのパラメータはほぼ一定であった．A層の
230 堆積学的特徴と地球化学的特徴は，そのトランセクトの全てのコアで同じであった．し
231 かし，サブレイヤーの数と堆積構造には違いがあり，それらは浜堤では一層の塊状のサ
232 ブレイヤーで，湿地Ⅱでは最多3層の級化層理をもつサブレイヤーまで変化する．
233

234 4.2.1 B層

235 B層は湿地Ⅱに限られる．海岸と直交方向のB層の分布をFig. 6に示した(トランセ
236 クトC)．この堆積層は現在の海岸線から東に135 mと150 mの間の15mに限られる．
237 海岸と平行方向(トランセクトB)では，湿地Ⅱの断面では追跡できたが，北のBBS 10か
238 ら南のBBS 16までの40 m以上にわたっては不連続だった．B層の下限は海面下0.30-
239 1.30 mであった．ユニット2とサブユニット4aの泥炭層の間，またはサブユニット4a
240 に完全に挟まれていた(BBS 17)．B層全体の厚さはBBS 23の3 cmからBBS 17の43 cm
241 までである．側方傾向は，海岸線に平行方向でも，直交方向のどちらでも見られなかつ
242 た．B層の特徴はBBS 17で例示し，Fig. 7に載せた．サブユニット4aとの明瞭な境界
243 は地層(泥炭層から灰色砂)と地球化学的点からも明瞭である．Ca/Fe比が(0から21に)
244 増加するとともに，炭酸塩濃度(0から30-50重量%)とナトリウム濃度(0.7から3.5-5.5
245 g/kg)も増加した．一方，鉄濃度は52から5.5 g/kgに減少した．B層は，最下部の6 cm
246 は中粒砂(平均 $423\ \mu\text{m}$)で大量の海生貝類の貝殻片を含むが，これらの断片の種同定は
247 できない．中粒砂は厚さ37 cmの青色細粒砂($80-100\ \mu\text{m}$)に覆われる．層の全体は級化し，
248 上位のサブユニット4aとの境界は漸移的である．この境界部での細粒砂と泥炭質シル
249 トの混合は，淘汰度(2.3 から $6.1\ \mu\text{m}$)の低下とCa/Fe比(20から10)の低下をもたらし，
250 一方，鉄の濃度は5.5から8.6 g/kgに増加した．さらに，褐色シルトのリップアップ
251 クラストが見つかった．BBS 17と対照的に，ほかのコアでは級化が見られなかった．
252 BBS 7, 8そして23では，垂直方向の傾向がなかった．BBS 10と16では，その層が塊

253 状だった．厚さと同様に，東の堆積限界方向への細粒化はなかった (Table 1)．

254 B層の年代を推定するために，堆積物の上下の木や植物片の年代を測定した．木片は
255 B層直上の泥炭層にあり，626-512 cal BP (UGAMS-4954)，505-320 cal BP (UGAMS-8037)
256 そして 501-319 cal BP (UGAMS-8037)の年代をもたらした．砂層の直下の木片からは，
257 695-570 cal BP (UGAMS-4955)の年代が得られた．

259 4.2.3 C層

260 灰色砂からなる3枚の異地性の層がユニット1に見られる (Fig. 4)．これらの層をC
261 層 (C1, C2そしてC3)とし，コアのサイトによって枚数が異なる．BBS 9では，3層あり，
262 BBS 14, 13, 12そして8では2層で，一方BBS 21と28では一層だった．他のコアサイ
263 トでは，対応する堆積物はなかった．それらの不連続性のために，コアサイト間での異
264 なったC1, C2, C3層の対比はできなかった．Fig. 8は海岸線に直交するトランセクト
265 (Fig. 2におけるAとCのトランセクトの組み合わせ)でのそれらの位置を表す．側方
266 方向では，それらは現在の海岸から東に70 mと160 mの間に存在する．それらの深さ
267 は地表から5 mから9 mで，海面下から2.70 mから4.50 mである．

268 Fig. 9のBBS 8を代表にC層の典型的な特徴を示した．ここでは，ユニット1の細
269 粒砂にはさまれ，二つに分離した層が見られた．下位の層 (C2層，厚さ3 cm)は灰色砂か
270 ら成り，シルトと明瞭に異なる境界を形成する (Fig. 9C)．炭酸塩濃度 (0から30重量%
271 に変化)，ナトリウム濃度 (0.8から3 g/kgに変化)そして，Ca/Fe比 (0から5.8に)が
272 増加した．それは，貝殻の縁が角ばっていたり，丸みをもった海生の貝殻の破片を含ん
273 でいた (e. g. *Tellina* sp., *Cerastoderma* sp., *Calyptraea extincorium*, *Dentalium*
274 sp.)．中粒砂 (平均617 μ m)から細粒砂 (平均113 μ m)への上方細粒化がある．C2層の約
275 12 cm上に2番目の層 (C1層)があり，同様の特徴を示す．しかし，C2層と違って，それ
276 は二枚の級化を示すサブレイヤーから成り，基底付近では貝と中粒砂 (平均830 μ mと
277 870 μ m)で，上方に向かって，細粒砂 (平均119 μ m)に漸移する．他の全てのコアでは，
278 C層は同様の特徴だったが，それらの厚さは1 cmから6 cmまで変化し (側方傾向はない)，
279 そして構造は，二層の級化成層のサブレイヤーから一層の級化成層のサブレイヤーまた
280 は塊状のサブレイヤーまでの変化があった．

層をはさむ堆積物中に年代測定できる試料がないため、BBS 5 のユニット 2 の基底にあった植物遺骸から唯一の 1298-1181 cal BP (UGAMS-8030) の最小年代を得ることが出来た。他の全ての放射性炭素年代は、砂層の中の試料で決定した (Fig. 10, Table 2)。BBS 14 の C 層上部の貝から 4520-4321 cal BP (UGAMS-8041)、BBS 9 の真ん中の層 (C2 層) の木炭から 4090-3925 cal BP (UGAMS-8039) の堆積年代の最も古い年代を得た。BBS 12, 9, 8 そして 21 のコアの C 層からの四つの海生貝類は 2700 cal BP から 1830 cal BP の間の年代を示した (UGAMS-8033, UGAMS-8036, UGAMS-8038 そして UGAMS-8042)。最も新しい最大年代 1346-1286 cal BP は BBS 8 の砂層下部 (C2 層) から得た (UGAMS-8034)。

5. 議論

5.1. ユニット 1-4 の堆積環境

堆積学的特徴と地球化学的特徴と現世の堆積物からの参照サンプルの比較を基に、ユニット 1-4 の堆積環境を明らかにした。それらはイベント堆積物 A, B そして C の堆積時のフレームワークを構成し、それらの解釈は過去の地理的事象に関係した推測を与える。

ユニット 1 (海進前の陸地) : 一般的に、堆積物の低い淘汰度と小さな粒径は低エネルギー状態での堆積もしくは強力な風化のどちらか表す。黄褐色、高い鉄濃度と低い炭酸塩及び溶解塩濃度の地球化学的組成と化石の欠如は、強力な風化や酸化作用の影響を受ける陸上の状態を示す。ユニット 1 の下部は、風化された石の破片を産すること、圧密、成層構造の欠如によって特徴づけられることから、風化した腐食岩である。これに対して、C 層をはさむユニット 1 の上部のラミナのある軟らかいシルトは浅い一時的な水たまりの堆積物と解釈される。

ユニット 2 (海から浅海) 灰色や炭酸塩と溶解塩の増加は、海面下の堆積を表す (Szczucinski et al., 2007; Chague-Goff, 2010)。海生貝類は、再堆積の痕跡がなく、海底の状態を暗示させる。したがって、環境の垂直変化は次のように仮定される。ユニット 2 の明瞭な境界、基底の大きな貝や中礫を含む粗粒砂は、完新世の海進の堆積物と解釈される。その上位にある中程度の淘汰度の細粒砂と中粒砂の互層は、開けた海から、陸源の植物片や木片を豊富に産するごく浅い海への変化、すなわち海退を示す。

ユニット 3 (海岸地域) : 貝化石や地球化学的証拠は、ユニット 2 と似た海の影響のあ

309 った事を表す．主に粗粒砂から地層が形成されること，黄白色，化石の浸食痕は，より
310 高いエネルギー状態だと考えられ，海面上の堆積を示し，ユニット 3 は海浜堆積物と解
311 釈される．堆積物のレンズ状分布と石化作用(ビーチロック)の証拠は，その結論を支持
312 する．

313 ユニット 4(陸地)：ユニット 4 の一般的な特徴である化石と炭酸塩の欠如とそれらの
314 場所が湿地であることは，陸の環境を示す．しかし，サブユニットはかなり異なり，サ
315 ブユニット 4a の泥炭質シルトは保護された環境(不淘汰の細粒堆積物で示され)や湿っ
316 た環境(酸素の欠乏が有機物の破壊を妨げた)での堆積を反映すると解釈される．海の影
317 響がわずかだったことは，小さな貝の破片を含むいくつかの薄い砂のラミナで示され．
318 我々はそれを浜堤の形成によって海から分断され後に，湿地内で保護された海岸湿地と
319 考えた．サブユニット 4b の不淘汰の粘土質シルトもまた，低エネルギー環境を示す．
320 人工の池(調査地域の 100 m 南)から採取した湖水の現世堆積物と似るので，サブユニッ
321 ト 4b は，おそらく湿地の形成後の浜堤の背後に発達した浅く一時的な湖の堆積物であ
322 る事を支持する．サブユニット 4c は赤みがかかったローム質砂と粘土から成り，その色
323 は強い酸化と風化を示す．その不均質な地層と豊富なラテライトの破片は，完新世以前
324 の基盤岩に由来し，より乾燥した状態にするために人間が湿地を埋めた堆積物である．
325

326 5.2. 異地性の砂の起源

327 A 層は，2004 年の IOT の津波による堆積物として知られている．対照的に，B 層と C
328 層の起源は不明で，それらは様々な過程によってつくられたかもしれない(Kortekaas
329 and Dawson, 2007; Switzer and Jones, 2008; Engel et al., 2010)．先史時代の津波
330 や熱帯嵐のような海岸氾濫イベントを除いて，豪雨による川の決壊と海の氾濫が異地性
331 の砂層をつくる可能性がある．
332

333 5.2.1 B 層と C 層の砂の起源

334 砂層をもたらしたイベントを決定する重要な手がかりは，異地性の砂の起源である．
335 第一に，B 層と C 層の豊富な海生貝類化石(e. g. *Tellina* sp., *Cerastoderma* sp., *Ca-*
336 *lyptraea extintorium*, *Dentalium* sp.)がそれらの海の起源の証拠となる(Fig. 10b)．

さらなる情報は砂層の地球化学組成によって提供され、海洋起源か陸上起源の区別を可能にする (Minoura et al., 1994; Szczuinski et al., 2007). 高温多雨の熱帯では CaCO_3 と水溶性の塩は急速に表層堆積物から溶出する (Szczucinski et al., 2007, Szczucinski, 2010). 対照的に、海面下の堆積物は生物起源の炭酸塩により高濃度で、また海水からの塩 (Na, Mg) が高濃度で含まれる (Chague-Goff, 2010). Fig. 10a は A 層, B 層, C 層をはさむユニット 1 から 4 の Na 濃度と Ca/Fe (Na 平均 1.1, Ca/Fe 1.6) と比較して A 層, B 層そして C 層は炭酸塩, Na 濃度と Ca/Fe 比が増加したことを示す (Na 平均 3.6 g/kg, Ca/Fe 平均 13). 砂層の濃度は、海洋の参考試料の濃度 (Na 平均 8 g/kg, Ca/Fe 平均 45) より低いが、それらは明らかに海洋の影響を受け、一方でユニット 1-4 は陸成堆積物の参考試料の値 (Na 平均 0.7, Ca/Fe 平均 0.2) に似る. 現世の海洋堆積物と比べて低い濃度は、海洋物質が陸に堆積した後に、それが風化の影響を反映したかもしれなく、その過程は 5 年たった IOT の堆積物で確認された (Szczucinski, 2010).

供給源となる地域の水深についてのより正確な情報は、粒径のデータである (Szczucinski et al., 2005). B 層と C 層の極細粒砂の成分 (それぞれ $80 \mu\text{m}$ と $106\text{-}116 \mu\text{m}$) の存在は、沿岸 (後浜, 砂浜, 潮下帯) や陸の堆積物 (湖, 基盤岩, 湿地: Fig. 11) ではなく、沖浜の堆積物で、その堆積物は潮下帯の参照堆積物 (水深 2 m) よりさらに細かい (Di Geronimo et al., 2009). B 層と C 層は海浜または陸上堆積物にはさまれているので、それらの沖浜の起源は (1) 嵐, (2) 津波, (3) 短期間の海水準変動のどれかで説明できる. その層の一般的な特徴、つまり明瞭な境界面, リップアップクラスト, 数センチの厚さは、高エネルギーの氾濫を示し、短期間の海水準変動の説明は除外される. したがって、B 層, C 層の形成過程は津波と強力な嵐だけである.

5.2.2. 津波起源と嵐起源の区別

調査地域は、たぶん沖合の堆積物を運ぶために十分な勢力を持った熱帯嵐の上陸による影響はないが (cf. Section 2 and Jankaew et al. (2008) の議論), 我々は過去数千年間における強力な嵐の影響を完全には除外できない. B 層と C 層の起源の議論の時には、嵐と津波の区別には注意を払わなければならない. 津波と嵐の堆積物の比較研究は、両方の堆積物のタイプを識別するための堆積物の基準を提示したが (Tuttle et al.,

2004; Morton et al., 2007; Switzer and Jones, 2008), 最近の実例では, すべての
特徴が両方の堆積物に共通することが示された (Peters and Jaffe, 2010), したがって,
我々のイベント層でも観察されたリップアップクラスト, 級化成層の発達した層あるいは
塊状の層の複数枚の累重や明瞭な浸食性の境界という特徴は, 一般的に津波による堆
積物を裏付けるが (Morton et al., 2007; Switzer and Jones, 2008), 嵐起源を否定す
る理由とはならない. リップアップクラストと下位の堆積物との明瞭な浸食面は, 浸水
速度が速いことを示し, それは津波でより一般的だが, ハリケーンの堆積物でもよく見
られる (Wang and Horwitz, 2007). 級化成層を示す複数枚のサブレイヤーの累重は長周
期の少ない波で形成されたことを示し, それは津波の特徴だが, 一方で短期間の嵐の波
もラミナ層でよく似た結果を残す (Tuttle et al., 2004; Switzer and Jones, 2008).
それにもかかわらず, 嵐の層は 1 枚の塊状の層や 1 枚の級化成層を持つ層も形成するこ
とがある (Kortekaas and Dawson, 2007). それゆえに, 一つの特徴を基に津波堆積物と
嵐堆積物を区別することは不可能である. 津波か嵐の層かを決定できるのは, 供給源を
その場所の特徴を基に解釈できる場合である. 特に, 同じ場所から局所的な嵐や津波の
堆積物が得られれば, 識別の基準の良い情報をもたらすかもしれない (Nanayama et al.,
2000; Goff et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007).

しかしながら, 海岸地域を浸水させた歴史的な嵐の堆積物は調査地域では見当たらない
が (Phantuwoongraj and Choowong, 2011), バンバーンサクでは, 少なくとも IOT の
砂層が過去にイベントの堆積物の起源が嵐なのか津波なのかを識別する上での現世の
例として使うことが出来る. 前述したとおり, A 層の特徴は, 現地の津波堆積物 (IOT) の
典型的な特徴を有し, 海から供給されたことを示す地球化学的な証拠や海生貝類相の証
拠に加えて, 下位層との明瞭な基底の境界, 泥のリップアップクラスト, そして, 1-3
層の級化成層のサブレイヤーがある. 浸食性基底面とリップアップクラストは, 津波の
第一波の高エネルギーの氾濫を示し, 3-4m の高さの浜堤のバリアーを越えた後でさえ,
津波の発生前の地面を浸食することが出来る. 堆積物の級化成層は, 一般的に氾濫速度
の減少に伴う波の中の浮遊物質の沈降・堆積を反映する. 三層の級化成層の存在は,
カオラックの海岸で見られた三回の津波の到来による堆積を反映している
(Szczucinski et al., 2006). 同様の三回の波による遡上堆積物は, タイ湾に沿ったほ

393 かの場所でも報告された (Hawkes et al., 2007; Hori et al., 2007; Choowong et al.,
394 2008b; Fujino et al., 2010; Naruse et al., 2010). バンバーンサックでのサブレイ
395 ヤーのさまざまな数は, 後の津波の浸食の結果だろう. それらの特徴の全ては B 層, C
396 層でも存在し (C 層にはリップアップクラストは存在しない), IOT の堆積物で議論した
397 ような運搬と堆積と類似のメカニズムが期待される. この結論は, 粒度組成と淘汰度
398 に関して先史時代のイベント層と現世のイベント層 (IOT) との共通性によって支持される
399 (Fig. 11). それぞれの三つの堆積物 (A 層, B 層, C 層) は二峰性の粒度組成, すなわち
400 粗粒砂 (300-1300 μm) と細粒砂 (80-120 μm) によって特徴づけられる. 粗粒砂は調査地
401 域の海岸や海岸付近の環境 (特に砂浜や浜堤) が起源かもしれないが, 一方で細粒構造は,
402 ほかの全ての環境の堆積物になく, すべての三つのイベント層 (セクション 5.2.1.) に
403 ついて, より遠くの沖合が供給源の二次堆積物である. すべてのイベント堆積物の淘汰
404 度は中程度から低い (淘汰度 1.5-3.2 μm).

405 イベント層の厚さや空間的分布には違いが見られる. IOT 堆積物は, 側方に連続し,
406 厚さは 3 cm から 61 cm とさまざまだが, 一方 B 層と C 層は異なった側方への広がりを示
407 し, C 層では厚さ 1-6 cm と B 層より薄かった. しかし, この不一致は必ずしも異なった
408 堆積イベントによる形成を表している訳ではなく (例えば熱帯嵐による), それらは保存
409 ポテンシャルの違いや堆積時の地形の違いによるものかもしれない. IOT の砂層や B 層
410 は, とともに浜堤や湿地環境という同様の状況下で堆積したが, C 層の堆積時の地形状況
411 は A 層, C 層とは異なっていたことが分かった. A 層と B 層の堆積物を支配する浜堤や湿
412 地の地形とは対照的に, C 層の堆積直前の地表は緩やかな傾斜か平ら場所だったので地
413 形的な窪地 (A 層と B 層の最も厚い部分) やマウンドでは堆積を許さなかった.

414 IOT 堆積物と比べて, 過去の層の空間的不連続性は, 熱帯気候での堆積後の強力な風
415 化, 浸食で説明できる. Szczucinski (2010) は, わずか 5 年間の風化, 浸食を受けたタ
416 イ南西部の IOT 堆積物を観察した. それらは生物攪拌, 土壌形成そして人為的影響のた
417 め, 多くの場所で薄い津波堆積物 (10 cm 以下) はすでに消失したか, 周りの物質と全く
418 区別できなくなっていた. それゆえに, 2004 年の湿地 II に堆積した砂層の最も厚い部分
419 だけしか, 未来の地質学的証拠として保存されないだろう. したがって, それは B 層と
420 同じような広がりを見せるだろう. さらに, 実用的な技術に関して, トレンチに比べて

421 コアが劣っていることが B 層と C 層の識別をしにくくすることだろう．地層の分布の類
422 似性だけでは主張を証明できないが，いくつかの場合(地域的な要因に左右される)で，
423 津波と強力な嵐は空間分布の違いがある (Mroton et al., 2007)．したがって，IOT 堆積
424 物と B 層の空間的広がりがほぼ同じことは，B 層が津波によるものであることを裏付け
425 るもう一つの情報である．対照的に，C 層の異なった分布は必ずしも異なった堆積メカ
426 ニズムを反映するのではなく，地形の状況が異なっていたためである．

427 嵐と津波を識別するためによく用いられるもう一つの重要な基準は，イベント堆積物
428 の内陸分布であり，嵐の氾濫の遡上域は津波に比べより小さいと推定される (Tuttle et
429 al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007)．しかしながら，バンバーンサックの場合で
430 は，海岸氾濫は急勾配の海岸平野の 300 m の幅に限られるが，嵐は B 層と C 層によつて
431 覆われた範囲を浸水可能である．そのため，調査地域では，堆積物の内陸への広がりは
432 区別の基準としては使えない．

433 まとめると，B 層と C 層は貝類の種類，粒度組成そして地球化学組成において IOT 堆
434 積物と似ている．我々が，掘削技術の限界に起因した誤った解釈をする可能性や，堆積
435 後の変化や古地形の違いを考慮するならば，過去のイベント堆積物の空間的広がりや，
436 堆積構造は 2004 年の津波と同様の運搬メカニズムでうまく説明できる．それゆえ，堆
437 積学的証拠は，特に地域的な気候の背景と組み合わせると，嵐起源より B 層と C 層の津
438 波起源を裏付ける．

440 5.3. 強い波浪イベントの年代

441 津波や嵐の再来間隔の推測で重要な点は，地質学的証拠の正確な年代である．これは
442 我々に，(1)バンバーンサックで，現地のイベントの年代を確定すること，(2)津波のリ
443 スクのある他地域からの証拠と本調査地のデータを対比して，イベントの種類と規模を
444 確定すること，を可能にした．

445 1)バンバーンサックの過去のイベント B(B 層)の年代は，4 つの放射性炭素年代で決
446 定した．乱されていない泥炭層に含まれる試料のため，古い試料の再堆積による重大な
447 年代の過大評価はないだろうから，その年代は正確な年代として扱われる．したがって，
448 そのイベントは 650-500 cal BP(3 つの年代値の複合，626-512 cal BP, 505-320 cal

449 BP, 501-318 cal BP)より古く, 700-570 cal BPの少し後で, 津波が発生した時代が
450 700-500 cal BPという値を与える.

451 C層の年代測定の結果の解釈はより複雑だった(Fig. 8). 砂層の上の海成堆積物から
452 の植物破片は1300-1180 cal BPの最小の年代を示す. しかし, イベント層内の試料の
453 最大年代は4520から1290 cal BPの間でばらつき, BBS 8, BBS 9では年代の逆転を示
454 す. これは, (i)ほとんどのこれらの年代は古すぎ, 堆積年代を表していなく, 強力な
455 イベントでより古い試料が再堆積したこと, (ii)測定結果を基に, ほかのコアとの間の
456 層での対比が出来ないこと, を意味している. この場合, 最も古いC層(BBS 9のC3:
457 2000-1840 cal BP)の最も新しい放射性炭素年代を, すべてのC層の最大年代として最
458 も良い年代と推定し, 第二層(BBS 8のC2:1350-1290 cal BP)の年代でさらにC1, C2
459 の最大年代を制限する. したがって, 三つのイベントCのすべてが1300-1180 cal BP
460 より前で, 2000-1840 cal BPより後であり, つまり2000-1180 cal BPの期間(紀元前
461 50年から西暦770年)であり, 一方BBS 8の二番目のC層の放射性炭素年代は, 二つの
462 より新しいイベントが1350-1290 cal BPより後に起きたことを示し, よって, イベント
463 とCは1350-1180 cal BP(西暦600-770年)の期間と推定する.

464

465 2) IOTは数千キロ離れた海岸にもかなり影響を及ぼしたので, 過去のイベントもIOTの
466 影響を受けた地域と同様の地理的分布を示すだろう. したがってIOTの浸水域内の他の
467 場所からの古津波の歴史記録(A)と地質学的証拠(B)との対比は, 局地的, 地域的, イン
468 ド洋全域の津波を区別するための重要な手段である(Fig. 12). 同時代のイベント層の
469 広い地理的分布は, 巨大地震の発生を示すだろう. 対照的に, 地域または単一のサイトに
470 に限定されたイベント堆積物は, 限られた地域の津波または, 熱帯嵐の形態で局地的な
471 古いイベントと解釈される.

472 a) 沖合堆積物を運ぶための十分な力をもった歴史津波はタイの海岸では報告されて
473 いないが, 調査地域を襲う津波イベントがあったものの歴史記録には残されなかったの
474 かもしれない. インド洋の地震の記録には過去250年間で数回のスダ島弧の破壊があ
475 るが, それらのうちの三回しかアンダマン-ニコバルセグメントに影響せず(Ortiz and
476 Bilham, 2003; Bilham et al., 2005), したがって, アンダマン海に津波の波源域があ

477 るかもしれない(Okal and Synolakis, 2008). しかし, それらの時代が新しいため, そ
478 れらの地震にはバンバーンサックのイベント堆積物と一致すると考えられるものはない
479 い(Fig. 12).

480
481 b)過去のイベントの堆積学的証拠は, IOTによって影響を受けたほぼ全ての国において
482 様々な地質記録について研究された. Fig. 12は, タイ, インド, スマトラ, スリラン
483 カ, アンダマン島そしてモルジブの海岸で古津波(堆積物)と地殻変動(隆起と沈降)と
484 考えられるイベントの証拠とその年代値をまとめたものである. これらのデータは本研
485 究のイベント堆積物の年代と比較され. B層は西暦1250-1440年であり, タイ西岸のコ
486 プラトン(西暦1250-1400年; Jankaew et al., 2008)とクラビ(西暦1410-1425年;
487 Harper, 2005)で, またスマトラ北部(西暦1290-1400; Monecke et al., 2008)から同
488 時代の津波の証拠が報告されている. モルジブ(西暦1510-1590年と西暦1170-1250年;
489 Morner et al., 2007)とアンダマン島(西暦1200-1300年; Malik et al., 2010)の推定
490 津波堆積物は, バンバーンサックのB層に対比できる. さらに, その堆積物は西暦1300-
491 1400年頃(隆起海岸段丘とマイクロアトールで示され; Rajendran et al., 2008; Sieh
492 et al., 2008; Meltzner et al., 2010)のスダ島弧の破壊と対比できる. C層と同類
493 のものは, 紀元前50-西暦770年の間の堆積物であり, Jankaew et al. (2008; 紀元
494 前200-400年より新しい二つのイベント)でタイのプラトンから示されている. さらに,
495 スリランカから発見されたものは西暦600-770年と推定されるC層の中でより若い層と
496 一致し, インド東岸からの証拠(西暦321-564年; Rajendran et al., 2006)は堆積物C3
497 と一致し, この堆積物は紀元前50年より新しい年代を示す. Fujino et al. (2009; 西
498 暦1300年より古い年代をもつ1枚の砂層)によって報告されたプラトンの津波堆積物と
499 スマトラ北部からの津波堆積物(西暦780-990年より新しい; Monecke et al., 2008)に
500 関しては, C1層またはC2層との対比は明確ではない.

501
502 B層の堆積とタイの海岸に沿った他の場所とさらに遠隔地から得た地質学的津波の証
503 拠の一致は, 熱帯嵐よりもむしろ地理的広範囲に影響をもたらす津波の堆積物としてB
504 層を解釈することを支持する理由となる. B層と同様にC層もプラトン, スリランカそ

505 してインドから対比できるイベントがあるが、バンバーンサックの C 層の年代が不正確
506 なため、その対比はやや不十分である。それゆえに、C 層の津波起源に関する主張は提
507 示できない。加えて、C1 層と C2 層の堆積の間隔がたった 180 年と短いことは、それら
508 の内、少なくとも 1 つは津波の影響の結果ではないとの仮定を示唆するだろう。

510 6. 結論

511 この地域のほとんどの海岸では、イベント堆積物の保存ポテンシャルが低いが、地質
512 学的証拠はインド洋の海岸に沿った巨大津波の再来を推定するための重要な方法であ
513 る。この背景において、バンバーンサックの海岸平野の堆積記録は、2004 年の IOT の以
514 前の同規模の津波についての新しい情報をもたらす。

515 (1)バンバーンサックの海岸堆積物は 3 つの異なる深さで異地性の砂層を含み、それ
516 らは上下の堆積物とかなり異なる。一番上の層(A 層)は 2004 年の津波によって堆積し、
517 地表から 3 m の B 層と地層から 5-7 m の 3 つの C 層は先史時代のイベントを示す。

518 (2)4 つの過去のイベント堆積物 B, C1, C2 そして C3 層のすべてに関して、地球化学
519 的そして海生貝類相の特徴は、それらの海洋起源を示す。粒度分布、堆積構造そして下
520 位層との明瞭な境界は、それらを作るための高エネルギー氾濫の必要性を示した。した
521 がって、それらは嵐または津波のいずれかで作られたに違いない。

522 (3)これらの過去のイベントの年代は、放射性炭素年代に基づき、過去 2000 年にわた
523 る。最も古いイベント(C3 層)は 2000 cal BP より新しいと推定され、C1 層と C2 層は
524 1350-1180 cal BP の間である、IOT と同規模のイベントの最も新しいものは 700 cal BP
525 から 500 cal BP の間に起こった。

526 (4)嵐の堆積物と津波の堆積物を識別するために、我々は IOT の津波堆積物と過去の
527 イベントの比較に焦点をあて、それと同様にインド洋周辺の他の場所からの古津波堆積
528 物との対比にも焦点をあてた。すべての堆積物の特徴を合わせると、IOT の津波堆積物
529 と先史時代のイベント層の間に強い類似があった。イベント B は、タイ、スマトラそし
530 てアンダマン島での、先史時代の津波の証拠と正確に一致した。一方、バンバーンサッ
531 クの C 層は、その地域の他の場所で該当するものはなさそうである。

532 (5)我々の研究結果は、調査地域での熱帯嵐の上陸の可能性が低いことを考え合わせ

ると、バンバーンサックの最も新しい過去のイベントを嵐起源よりは津波起源であることを支持した。我々はそれを700-500年前のインド洋規模の古津波と推定した。さらに、2000から1200年前の間の強力な波浪イベントの証拠は、熱帯嵐と古津波の結果だろう。つまり、さらなる研究により明らかになるまでは、それらの堆積物はIOT以前にあった津波の可能性のあるものとみなされるだろう。

Fig. 1 調査地域の地形とテクトニックセッティング

(a) スンダ島弧のアンダマン-ニコバルセグメントに沿った2004年の巨大地震 (Subarya et al., 2006) と歴史地震 (Ortiz and Bilham, 2003; Bilham et al., 2005) の破壊域のあるアンダマン海域 (Watkinson et al., 2008; KMF=クローンマルイ断層, RF=ラノーン断層, TPF=3つのパゴダス断層) のプレート境界と活断層
(b) カオラックとラ島間のタイ南部の西海岸。バンバーンサックの位置, IOTの浸水域 (Fujino et al., 2009), 海岸環境 (Shinsakul, 1992) を表す。

Fig. 2 バンバーンサックの海岸平野

(a) 調査地域のサンプリングサイトとトランセクトの概略図
(b) トランセクトAに沿った地形断面図
(c) 海岸域の海浜バームとIOTの浸食でできた傾斜面
(d) 浜堤Iからの北西方向の景観, 被覆する植生の違いが湿地と浜堤を明瞭に分ける。
(e) 海岸平野の東端の丘から海の方を見た景観

Fig. 3 海岸平野の堆積記録。BBS 12(a: 浜堤)とBBS 1(b: 湿地)の振動コアの柱状図は調査地域の典型的な層序を示す。

Fig. 4 バンバーンサックの海岸平野の堆積層序の断面図

Fig. 5 BBS 1のA層。(a)柱状図では、2004年の津波堆積物とその下の層とは明瞭に異なる。粒径分析は、3つの級化成層を持つサブユニットを示した。(b)A層の写真(厚さ

26 cm). (c)明瞭な基底面の詳細写真. 津波起源の砂層の基底には貝の破片を含む津波による粗粒な砂がある.

Fig. 6 海岸線に直交方向の B 層の空間的広がり. 放射性炭素年代の幅は 2 シグマの誤差を示す.

Fig. 7 BBS 17 の B 層 (a)柱状図は B 層とその上下の堆積物の違いを示す. 粒径分析は, 1 枚の上方細粒化が見られるサブレイヤーを示し, その基底部は粗粒(サンプル 4)で上部は細粒(サンプル 2 と 5)である. (b)B 層の写真

Fig. 8 海岸線に直交方向のイベント C 層の空間的広がり

Fig. 9 BBS 8 の C 層. (a)層序の柱状図は二つの異なった層を示す(C1 と C2). 上のは 2 つの級化成層のサブレイヤーから成り, 下の層は 1 つの級化成層のサブレイヤーを含む. (b)C1 層の詳細な写真. (c)C2 層の詳細な写真.

Fig. 10 A 層, B 層と C 層の海洋起源の指標. (a)Ca/Fe に対するナトリウム濃度のグラフ. イベント堆積物の地球化学的組成は海洋の影響を示し, 一方, その上下の試料(ユニット 1, 2 そして 4a)は陸の参考試料に似る. (b)C 層の海生貝類. BBS 21/5 は *Tellina* sp., BBS 8/17 は *Tellina* sp. と *Calyptreaea extincorium*, BBS 12/18 は *Cerastoderma* sp. である.

Fig. 11 IOT 堆積物の粒径モードと古津波堆積物 A と B の粒径モードの比較(全サンプルの粒径モードの頻度分布で, バーの下の数字はそれぞれの粒径モードの値を示す). 3 つのイベント層のすべては, 粗粒の構成要素と細粒の構成要素とも類似し, 色は明灰色である. 粗粒部は, その周辺の現地性堆積物にも海洋や陸の参考試料にも観察されるが, 極細粒の要素はそれらのすべてで観察できない.

589 Fig. 12 文献にある古津波の歴史的証拠や地質学的証拠(出版物と論文概要)とバンバ
590 ーンサックのイベント層との対比.

- 591 1 歴史津波はアンダマン-ニコバルセグメントに沿って発生(Ortiz and Bilham, 2003;
592 Bilham et al., 2005), サンプリングサイトについては
- 593 2 浜堤—湿地間の地形
- 594 3 浜堤—湿地間の地形
- 595 4 洞窟内の沖合堆積物
- 596 5 浜堤—湿地間の地形
- 597 6 考古学的サイトでの沖合堆積物
- 598 7 暴風時の波浪限界より下の海底洞窟
- 599 8 ラグーン
- 600 9 浜堤湿地間の地形, ラグーン, 湿地
- 601 10 浜堤—湿地間の地形
- 602 11 隆起海岸段丘
- 603 12 隆起海岸段丘

604

605 Table 1 A層, B層とC層の堆積物の特徴

606

607 Table 2 バンバーンサックの放射性炭素年代.

608 すべてのサンプルはアセンズのジョージア大学同位体研究所で測定.

609 ^aIntCal09(Reimer et al., 2009)で計算した較正年代

610 b Marine09(Reimer et al., 2009)で計算した較正年代. Southon et al.(2002)から

611 $\Delta R=-2$ の海洋リザーバー効果を採用.

612

613 (北村晃寿・岩付大地)