

Brill, D., May, S. M., Engel, M., Reyes, M., Pint, A., Opitz, S., Dierick, M., Gonzalo, L. A., Esser, S., Brückner, H., 2016.

Typhoon Haiyan's sedimentary record in coastal environments of the Philippines and its palaeotempestological implications.

Natural Hazards and Earth System Sciences 16, 2799-2822.

フィリピンの沿岸環境における台風ハイヤンの堆積学的記録とその古い嵐の研究への含蓄

## 要約

2013 年 11 月 8 日、カテゴリー5 のスーパー台風ハイヤンがフィリピンに上陸した。2014 年 2 月の台風後の調査で、ハイヤンによる砂の堆積と地形変化を 4 つの深刻な影響を受けたサイトで記載した。これらのサイトは、台風の進路に対する向きも、地質や地形条件も異なる。遡上した砂の層が 100-250 m 内陸に達した沿岸は限定され、レイテ島とサマール島もさらされた海岸線で、湾内で高波の増幅あるいは随伴する長波の現象によって、かなり浸水した場所である。しかし、嵐特有のラミナのある層序を持つ局所的なウォッシュオーバーファンは、沿岸のバリアーの越波や突破による限定的な浸水のあった海岸にも生じた。ビサヤン海のネグロス島沖の現世のサンゴ礁平原では、嵐の波はサンゴの破片を礁斜面から運び、サンゴ礁の縁を破壊した時に、潮間帯に数百メートルの長さのサンゴの浜堤を形成した。これらの堆積物や地形は記録史上最強の嵐の 1 つにより形成されたので、この地域での古い嵐や古津波の研究のために使うことができる台風の特

徴について現世の参考を提供するだけでなく、サイクロンの堆積物の可能性のあるものについての一般的な考えを増やすかもしれない。長周期波の影響により嵐の堆積物としてはかなり例外的だが、それにもかかわらず、その堆積は一般的な嵐と津波の堆積の区別をする時に考慮すべき極端なケースの貴重な資料を提供する。スーパー台風ハイヤンの時に、低地で高い浸水のあった場所でも、記録された砂層の内陸への広がりは大津波の典型的な砂層よりも有意に小さいと思われる。この基準は両方のイベントのタイプを区別するのに使われる可能性がある。

## 1. はじめに

2013 年 11 月 8 日、台風ハイヤン(地方名:ヨランダ)が、サファ・シンプソンのハリケーンスケールのカテゴリー5 に達してフィリピンに上陸した。ハイヤン群島を横断し、6000 人以上の死傷者を出し、1600 万人以上に影響を与え、100 万戸以上の家を破壊した(NDRRMC, 2014; Lagmay et al., 2015)。その破壊力は、風速 315 km/h(分平均データ)に達し、瞬間風速は 380 km/h に達する異常な地上風や、潮位より 9 m も高い水位に及ぶ嵐の高波を伴う(IRIDeS, 2014)。記録された風速と中心気圧に基づき、ハイヤンはフィリピンでの例外的なイベントだけでなく、記録史上最も強い熱帯低気圧だった。サイクロンの頻度と規模への気候変動の影響に関する現在行われている議論(Knutson et al., 2010; Pun et al., 2013)のバックグラウンドに反して、台風ハイヤンは例外的な低頻度のイベントあるいはまた新基準のさきがけとなり得る。

台風ハイヤンに対する多くの住民の認識と準備の欠如により、被災地域における長期の台風のリスクについての情報を提供する頑健なデータの必要性が、強調された(Engel et al., 2014; Lagmay et al., 2015)。2004 年のインド洋津波(Brückner and Brill, 2009)や 2008 年のサイクロン・ナルギス(Fritz et al.,

2009)のような他の最近の沿岸の災害と同様に、フィリピン中央では、異常な規模の過去の浸水イベントの発生パターンや影響の研究が不足していた。過去に似た進路をとった壊滅的な台風は、例えば 1897 年または 1984 年(PAGASA, 2014; Soria et al., 2016)に記述されているが、それらの災害の影響は適切に考慮されていない。これは、少なくとも部分的には“高潮”という言葉の限られた認識によるもので、それはこの地域で人々が主に連想した「典型的な台風」の中規模な浸水であった(Engel et al., 2014; Mas et al., 2015)。「現実のリスク」と「認識されていたリスク」の間の不一致は、測器記録と歴史記録における「地域的だが高いカテゴリーの台風」の情報不足に起因する。この矛盾は大きく、なぜならサイクロンは、一般的に、逆べき乗則に従うからだ(Corral et al., 2010)。

サイクロンの地質学的痕跡は、数千年の期間をカバーし、それ故に、大きなイベントすら統計的に有意な数を記録している可能性があり、既存の歴史記録と測器記録を強化するものとして使えるかもしれない(Hippensteel et al., 2013; May et al., 2013, 2015a)。しかし、熱帯のサイクロンの歴史記録を拡大するために地質学的記録を使うには、熱帯のサイクロンの痕跡の認識、イベント層の確度の高い年代決定、古地形変化あるいは海水準変動の可能性について注意深い考慮を必要とする。特に、津波のような類似する堆積イベントとの識別が要求される(Shanmugam, 2012)。この点については、現世のイベント堆積物は、地質学的記録の中で先史時代のイベントを示す(局所的に有効な)イベント特有の基準を得る機会をもたらす(Nanayama et al., 2000; Kortekaas and Dawson, 2007)。すべての可能性のある識別基準は、津波と嵐の両方の堆積物で世界的に観察されてきたが(Shanmugam, 2012)、地域的な比較は、嵐の堆積物は内陸へ数 10~100 m の範囲で厚さ数 10cm のラミナの発達した堆積物で、しばしばフォーセット層理を示し、内陸に向かって薄層化・細粒化する傾向がある。一方、津波堆積物は薄

層化する傾向があり、塊状または正級化構造を持つ複数の層から構成され、数 km 内陸まで分布するかもしれない(Tuttle, 2004; Morton et al., 2007; Switzer and Jones, 2008; Goto et al., 2011). 同様に、現世の類似物が、過去のイベントの確かな年代 (Bishop et al., 2005; Brill et al., 2012)や規模(Brill et al., 2014)の復元を見積もるのを助けるかもしれない. サイクロンの堆積の特徴は、局地的な要因に影響されるので(Schwartz, 1982; Matias et al., 2008), ハイヤンの地質学的痕跡は、同地域で見つかった地質学的記録から、過去の台風を推定する際の基準を確立するのに役立つだろう. しかし、記録上最強の嵐の 1 つであるが、ハイヤンは、サイクロンの特徴の範囲を広げ、これにより、一般的に、津波と激しいサイクロンの区別についての議論を加えられる.

本論で、我々は、2014 年 2 月、すなわちハイヤンが上陸して 3 カ月後にフィリピンでの台風後の調査で収集した、ハイヤンに被災した 4 つの異なる沿岸地域の砂質堆積物のデータを報告する. 調査地域は、炭酸塩と火山性砕屑物の海岸を含む異なった地質で構成され、急崖を持つ段丘、標高の低い海岸平野、サンゴ礁を含む異なる地形環境でもある. 本研究の主目的は、(i) 沿岸と潮間帯の堆積作用、沿岸侵食、そして地形変化を記録することで、激しく影響を受けた沿岸地域のハイヤンの堆積学的、地形学的な影響を記述する. これらのデータに基づいて、調査地域において典型的な「堆積学的そして地形学的な台風の痕跡」を確立する. 加えて、(ii)局所的な地形、水深、地質、流水状況そして台風の進路に対する露出の具合などの、サイト固有の特徴によるこれらの台風の痕跡の場所による変化を調査する. 最後に、(iii)これらの現代の台風の堆積物の可能性は、地質記録における有史以前の熱帯低気圧の特定に関して評価されるだろう.

## 2. 調査地域

フィリピン諸島は西太平洋の北緯 5° から 20° の間に位置する．4 カ所の異なる地域でフィールドワークを行った(図 1)．(i) ローレンテとゼネラル・マッカーサーの間のサマール島の東海岸(図 1b)，(ii) タクロバンとデュラッグの間のレイテ島の北東海岸(図 1b)，(iii) 北ネグロス(サゲイ)の北東のいくつかの島々，そして(iv) バンタヤン(図 1c)である．4 つのすべての調査地域は，台風ハイヤンによりかなり影響を受けたが，台風の進路に対して異なる向きで，特有の地形的および地質的環境によって特徴づけられる．

## 2. 1 気候と台風の活動

### 2. 1. 1 一般的な気候と流氷学的条件

フィリピン諸島はモンスーン風と ENSO システムに影響される亜熱帯気候によって特徴づけられる．諸島の西部は 11 月から 4 月の乾季と夏季のモンスーンの間雨季により降雨と気温の季節変動があるが，季節変動は東に向かうにつれ徐々に減少し，東海岸では全季節で湿潤環境になる(PAGASA, 2011)．故に，レイテ島とサマール島の調査地の降雨変動は顕著な年間変動を示さない．ネグロス島北部とバンタヤン島は弱いモンスーンの季節性の影響を受ける．最も高いうねりの波は冬のモンスーンの時期に太平洋沿岸で発生し，夏のモンスーンの間波の動きとビサヤン海の中の波の動きは全体的に穏やかである(図 1e, Navy METOC, 2014)．干満差は 0.8-1.8 m の範囲である．加えて，フィリピンの領土全体は東西に移動する台風の通り道に位置する．平均して，毎年 21 の熱帯低気圧がフィリピンを襲うが，発生確率は北に向かって著しく増加する(図 1d, PAGASA, 2014)．

### 2. 1. 2 フィリピンの上のハイヤンの通り道

2013 年 11 月 3 日に北西太平洋で熱帯低気圧として始まったハイヤンは，連続

的に激しさを増し、11月4日には熱帯低気圧に、11月5日には台風変わった。

11月6日にはハイヤンはサファ・シンプソンのハリケーンスケールのカテゴリー5に達し、11月8日にサマール島に上陸した(IRIDeS, 2014)(図1a)。4:40 PHT(フィリピン時間, UTC+8)にギワン(東サマール)の近くに最初に上陸した後、ハイヤンはその強度をカテゴリー5以下に落とすことなく諸島を西の方向に横切った(図1a)。フィリピン上のその通り道で、ハイヤンは7:00にレイテ島北部、10:00にセブ島北部、10:40にバンタヤン島、後にパナイ島とパラワン州に上陸した(NDRRMC, 2014)。

台風の進路への向きによって、風速、高潮の程度、そして波高が研究サイトによってかなり様々であった。さらなる地域的な違いは局地的な水深吹送距離、そして海岸線の地形の違いによる(2.2 参照)。一般的に、沿岸の浸水は急速にピークレベルに達し、およそ2時間続き、数秒の周期で進入する波で特徴づけられた(Mas et al., 2015; Morgerman, 2014)。その結果、影響を受けた海岸線での浸水のレベルは、高潮のモデルと「位相平均化した波のモデル」によってほぼ再現される(Bricker et al., 2014; Mori et al., 2014; Cuadra et al., 2014)(本論文に提示した各モデルの仕様に関する詳細は、各参考文献に記載されている)。しかし、タクロバン周辺では、8 mまでの高潮の水深のかなりの増大が測定され(Mas et al., 2015)、3つの明確な氾濫パルスが目撃者により観察された(May et al., 2015b)。さらに、サマール島東部の沿岸では、台風後の調査で、驚くほど高い遡上高と浸水深が記載された(Tajima et al., 2014; May et al., 2015b)。高潮モデルと「位相平均化した波のモデル」を使うと、サンペドロ湾の半閉鎖型の内湾の異常な水位は、漏斗状の地形と静振によって説明でき(Mori et al., 2014; Bricker et al., 2014; Soria et al., 2016)、一方、サマール東部の開いた海岸沿いの浸水パターンは、位相分解の波モデルが適用される場合、風成の波とサ

ンゴ礁の相互作用による長周期重力波の影響に起因する (Roeber and Bricker, 2015; Kennedy et al., 2016).

サマール東部の外洋に開いた海岸は、大きな吹送距離と急勾配の海底地形に特徴づけられる。したがって、そこではモデルで予測された 20 m までの最も高い暴風波と最大風速を経験したが、限定的な風による大波だけだった (Bricker et al., 2014). 現場の証拠は、平均海面 (msl) より約 12 m 高い遡上と、800 m までの浸水距離を記録した (PAGASA, 2014; Tajima et al., 2014; May et al., 2015b). レイテ島の北東海岸でも、東側の陸地があまりにも狭く、ハイヤンの強さを軽減できなかったため、強風にまともにさらされた。しかし、囲まれた湾の浅い水深と共振の影響によって (Mori et al., 2014), 台風の水位は高波の碎波に支配され、一方、モデルで予測された波高は <5 m であった (Bricker et al., 2014). 現地の証拠は、暴風波は海拔 8 m 近くの遡上高に達し、内陸数百メートルの浸水を示す (Mas et al., 2015; Tajima et al., 2014). しかし、ネグロス島北部とバンタヤン島については、浅い水深で、台風上陸時に低潮位であり、東にあるサマール島、レイテ島、そしてセブ島の保護によって、より小さい暴風波の高さと穏やかな波の高さがモデル化された (Bricker et al., 2014). 同様に、目撃者は沿岸の最大浸水深をわずか海拔 2 m までと記録している (Cuadra et al., 2014).

## 2. 2 地質および地形

フィリピン諸島は南北に走る火山弧、構造盆地、大陸地殻の断片からなる複雑な地質構造によって形成され、ユーラシアプレートとフィリピンプレートの間の沈み込み過程と衝突過程を反映する (Rangin et al., 1989). 主なテクトニック構造は、諸島の東西にあるフィリピン海溝とマニラ海溝の沈み込み帯で、一方で、

フィリピン断層は諸島を南北に横切る(図 1a, Rangin et al., 1989). これらに関連して, 火山とオフィオライトが島を形成し, それらの島は裾礁に囲まれ平坦な沖積低地と小さなビーチにより時々遮断される, 険しい崖の海岸が卓越する. 碎屑性の海岸は, サンゴ礁起源の白い砂か, 火山由来のより黒く不透明な鉱物のどちらかによって特徴づけられる(Bird, 2010).

サマール島東部の炭酸塩岩からなる岩石海岸は, 更新世のサンゴの石灰岩からなる崖と, 所々で裾礁に縁取られた小さなビーチを伴う急勾配の岬によって特徴付けられる(HER, 図 1b). 太平洋上の吹送距離は制限されないので, サマール島東部は, とりわけ冬のモンスーンの間に高いうねりの波にさらされている(図 1e)(Bird, 2010). 対照的に, レイテ島北部の海岸は沖積平野, 砂質の海浜, そして浜堤平野で優占され(TOL, 図 1b, Dimalanta et al., 2006), 一方, 岩石性の岬やサンゴ礁の裾礁は少ない. レイテ島とサマール島の間, 浅く, 漏斗状のサンペドロ湾の水深は 30 m を超えない(Bird, 2010). これとは対照的に, ネグロスの北東海岸はマングローブと広大なサンゴ礁に面する幅広い海岸平野で特徴づけられる(Rangin et al., 1989). ビサヤン海の北へ向かっての浅瀬(水深は大部分で<50 m)の範囲で, 多数のサンゴ礁の島が存在する(CAR and MOL, 図 1c). バンタヤンの島はサンゴ礁の島々の北東の限界を示す. 島を構成する隆起石灰岩層は, 裾礁に完全に囲まれているが, 部分的に険しい岩石海岸があり, 砂質の海浜もある(図 1c の BAN A と BAN B, Bird, 2010).

### 3. 方法

すべての調査地点の地形は, Topcon HiPer Pro の全地球測位システム(DGPS)を用いてトランセクトに沿って記録した. ハイヤンの高潮の浸水の特徴を復元するために, 沿岸の浸水深と遡上高の指標として, 木や茂みに打ち上がったゴミ,



草、浮遊物などの高さ、ヤシの木の樹皮に残された衝撃の跡の高さを、海水準を基準に測定することで記述された。すべての標高は、平均海水面からのメートルで示し、浸水の痕跡の場合は地表面からのメートルで与えられた。陸上での流向は、コンパスを使って、方向性のある草や幹から推測した。加えて、ハイヤンの前後の衛星写真の比較し、浸水エリアを推定した。台風ハイヤンによって生じた堆積物と堆積地形は、陸上と潮間帯の両方で記録した。これは砂質堆積物とサンゴの破片を含む。フィールドで砂質堆積物の層序を記述し記録するため、海岸と垂直方向のトレンチを使った。詳細な堆積物と動物相の分析のため、ハイヤンの堆積物と参考になる環境からの堆積物を、海岸線から様々な距離の場所の各層序ユニットからバルクサンプルで採取し、それぞれの調査地で、代表的な堆積構造を持つ嵐の堆積物のコアを少なくとも1つ採取した。

運搬過程、堆積様式、嵐の堆積物の供給源の環境を推定するために、我々はケルン大学地理研究所で、粒度分析、地球化学、鉱物学、そして動物相の組成について、細粒堆積物を分析した。粒度分析は、有機炭素の除去と凝集を防ぐため  $\text{H}_2\text{O}_2$  と  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  で前処理をした後、レーザー粒子分析器(Beckman Coulter LS 13320)を使い $<2\text{ mm}$ の試料に対して行った。粒径 $>2\text{ mm}$ のサンプルの場合、粒度分析はカムサイザー(Retsch Technology)を使って乾燥試料について測定した。注意すべきは、どちらのアプローチも粒子の形と密度の違いを考慮しないことであり、それはかなり粒子の沈降速度に影響するかもしれない(Woodruff et al., 2008)。これは、かなりの割合の貝殻を含む嵐の堆積物の粒度分布の解釈のために特に重要である。粒度分析の統計的パラメータ(平均、淘汰、歪度)は、Folk & Ward の式(1957)を使い、GRADISTAT ソフトウェア(Blott and Pye, 2001)で計算した。2本のコア(BAN 4 と TOL 8)については、ベルギーのアントワープ大学での  $50\text{ }\mu\text{m}$  ボクセルの解像度(myVGL 2.1 ソフトウェアを使って)のマイクロ CT スキャンにより視

認できる堆積構造から，流向と堆積様式の追加情報を得た．

堆積物の化学的特徴は，105℃で12時間のオープン乾燥と450℃で4時間のマッフル炉での燃焼後に測定した強熱減量(LOI)を用いて有機炭素量を決定した．Scheibler 法を使って炭酸塩含有量をガス容積測定した．堆積物全体の鉱物組成は，粉末化試料についてシーメンス D5000 を使い X 線回折(XRD)によって調べ，測定条件は 0.05° 目盛りの間隔ごとの 4 秒の測定時間であり，固定された 1° のビームの開きと散乱防止スリットが解析角 5~75°， $2\theta$  で使われた．Cu K-alpha 放射線源は 40 keV と 40 mA で動作させた．データは，DiffracPlus Eva ソフトウェア(Bruker AXS, Berlin, Germany)を用いて分析した．

帯磁率(MS)は Geotec の MSCL core sampler で測定した．堆積物の供給源と運搬様式の指標として微化石組成を用いるために(e.g. Pilarczyk et al., 2016; Quintela et al., 2016)，試料を  $>100\mu\text{m}$  と  $<100\mu\text{m}$  に篩にかけ分けた．少なくとも 100 個体の有孔虫を種レベルで識別し，双眼顕微鏡下で数を数えた．再堆積の状態を半定量的に化石化過程の分析に基づいて評価し，なし，低い再堆積，中程度の再堆積，または強い再堆積に分類した．運搬過程と堆積物の供給源の地域を解釈するための適切なパラメータを選択するために，我々は重要でない存在量(例えば全試料中で 5 個体以下)の有孔虫種を除き，スピアマンの順位相関係数( $\geq 0.95$ )に基づいてパラメータを相関させた後，PAST ソフトウェア(Hammer et al., 2001)を使用して主成分分析(PCA)を行った．

## 4 結果堆積構造と地形構造

### 4.1 サマール島東部 エルナニ(HER)

エルナニ地方自治体のバタン島では(図 1b), 更新世のサンゴ礁が海岸線から 200m 以上離れた位置に後退し, その結果, 低勾配の砂浜海岸が形成された(図 2). ハイヤンの場合, 地元住民は, 平均海水面の数メートル上の水位より低い海岸平野が完全に浸水したと報告しているが, Agaton と Basyang では 2 つの熱帯低気圧がそれぞれ 1 月 19 日と 2 月 1 日にフィリピンを襲い(図 S3), それらはハイヤン後の本調査前だが, 重大な浸水は生じなかった(付録の表 S1).

陸側のトランセクトは, 潮間帯のサンゴ礁のラグーンと破壊されたマングローブがある 550 m の幅の海岸線の背後から始まり, 海岸線から 50 m の位置にある砂質浜堤(頂点は平均海面上 2.2 m)を横切る. 陸側では, 樹木に覆われたバリアーの後背地のくぼ地が, 海岸線と平行な水路に横切られ, この水路は海岸線から 120 m でサンゴの露頭がある. 水田として耕された 2 つ目のくぼ地(160-220 m)の後ろで, トランセクトは, 230 m 内陸, 平均海水面より 2.8 m 高い, 隆起した更新世のサンゴ礁平原の崖で終わる. 打ち上がった波の線は, 最大の浸水が崖を超えたことを記録するが, 樹木の中の浮遊した草やゴミは, 100 m のところで少なくとも平均海面の 2.5 m 上(水面から 1.5 m の水深に相当)の水深, 170 m で平均海面の 5.0 m 上(3.7 m の水深)までの水深, そして 220 m で平均海面の 2.6 m 上の高さ(1.4m の水深)(図 2)の水深を示す.

浸食は浜堤の海側で支配的なプロセスであり, 浸食性の急斜面によって示される. バリアーの背後で, 砂とサンゴの破片の堆積が記述され(HER 3-10), それらの堆積物の陸側限界は崖の麓まで達する(図 2). 暗褐色で植物の根が密集したハイヤンの前の土壌とそれを覆う淡褐色砂層の境界は明瞭である(図 4b, c). 堆積物の厚さは, 浜堤のすぐ背後の場所では, 20 cm(HER 9)で, 110 m のところで 2

cm(HER 7), そして 210 m のところで数 mm(HER 3)まで, 急速に減少する. 堆積物表層(20 cm まで)には粗粒のサンゴの碎屑物が 100 m 内陸まで存在する. 平均粒径はその堆積物中で細粒化傾向を示さないが, 粒径の最頻値は 1.3 cm から 220  $\mu$ m まで同一のセクションに沿って減少する(図 3, 4a).

2 つの異なる堆積相ユニットが識別された. ユニット 1 は HER 9 では存在しないが, HER 3-8 と 10 では台風の堆積物の全部を構成する(図 4a, b). それは, 正級化から塊状(HER 3-7)またはわずかにラミナの発達し(HER 8, 10), 淘汰の悪い(3.4-7.3), モードが 1 つの中粒砂(平均 85-230  $\mu$ m)で特徴づけられる. 淘汰と平均粒径は大体一定のままだが, ユニット 1 は, 海岸線から 90 m(HER 8)で 8 cm, 210 m(HER 3)でわずか 3 mm まで, 内陸でより薄くなる. 同時に, 粒径の最頻値は 570  $\mu$ m から 220  $\mu$ m まで減少する(図 3). ユニット 2 は二峰性の粒径分布により特徴づけられ, ユニット 1 よりかなり粗粒である(モードは 1.2 mm と 2.7 cm). それは HER 9(図 4c)のみにあり, そこでは急な陸側に傾斜した層と多数の角ばったサンゴ片(総重量の 77%を構成する)を含む 15 cm の厚さの層を形成する. 両方のユニットは炭酸塩(約 100 %の Mg 方解石とアラゴナイト)が優占する. 有孔虫群集(HER 10 で判定された)は, *Calcarina* sp. (41 %), *Amphistegina* sp. (21 %), そして *Baculogypsina sphaerulata* (12 %)が優占し, それらはかなりの再堆積(<8%は新鮮な殻で, >50%は強く再堆積)を示した. HER 10 の種組成と化石化の垂直変位は明確なトレンドに従わない. それらはむしろ, おおよそ粒径変化と相関し, 粗粒な堆積物セクションほどすり減って砕かれた殻がより高い割合であることを示す(図 4d).

#### 4. 2 レイテ島北東部(トロサ)

タクロバンとバランガイの南部沿岸(図 1b)の浸水深は, 平均海面の >6 m に達

し、局所的に浸水の範囲は1 km 内陸にまで達した(Tajima et al., 2014). 台風は、木々を引き抜いた強風の被害、重大な海岸浸食、そして沿岸の堆積物を伴った。台風を中心に位置するため、風やうねりは台風の進路の右側で最も強く、水位、海岸浸食、そして堆積物は南に向かって連続的に減少した。

うねりのレベルによるが、最も厚い沿岸堆積物はタクロバンとそのすぐ南で期待されるが、我々はトロサの浜堤平野の沿岸地域(TOL, 図 1b)への嵐の影響を報告する。その理由は、北部は人口密集地であり、ハイヤンの3ヶ月後に、変質していない台風堆積物を発見するのが難しかったためである。木々や茂みの中で見つかった漂着した草は、ハイヤンが2.2 m(平均海面の上)の高さの浜堤を上回り、海岸から70-90 mの距離でバリアーの背後のくぼ地の湿地が少なくとも平均海面の上4.7 mの水位(3.5 mの浸水深)まで浸水した証拠を示す(図 5)。トランセクトの陸側の終わりは、海岸から300 mで、少なくとも3.2 mの水位(1.8 mの浸水深)が記録され、トロサ地域の衛星写真は、ハイヤンでの陸上の浸水は800 mの範囲までと記録する(図 5a)。しかし、砂の堆積がより海側で止まったため、それ以上の記載は本調査の範囲外となった。沿岸域での浸水の方法は、北西-北北西の方向に曲げられた草、西側に崩れた南北方向の壁、そして浮遊したヤシの幹が北西方向を示すことによって示される(図 5b, c)。

浜堤の海側斜面の侵食の痕は、台風ハイヤンによる沿岸浸食を示し、2014年2月にはすでに部分的に回復していた。台風の前後の衛星写真は、25-30 mの海岸線の後退を示す(図 5bの挿入図)。内陸30 mから130 mの間は、暗灰色砂層が堆積した(TOL 3-14, 図 6)。浜堤の頂上には層厚5-10 cmの堆積物が堆積したが(TOL 3-4)、バリアーのすぐ風下(内陸側の斜面)で10-20 cmの最大の厚さになった(TOL 5-8)。さらに内陸に向かって、厚さは急減し、海岸線から70-90 m(TOL 9-11)で2-5 cmになり、TOL 11より内陸(TOL 12-14)ではわずか数mmになる(図 6)。

TOL 5 と TOL 7 のトレンチ調査は、台風の堆積層で、炭酸塩成分と微化石は全く含まれていないことを明らかにした。代わりに、この組成は長石(30-70 %), 角閃石(20-40 %), 少量の石英(5-30 %)の混合物によって占められる。MS と LOI は、台風の堆積物と下位の土壌の識別を助けるが、台風の堆積層の中では一定量存在する(図 6c)。しかし、TOL 7 の層序(図 6b)と TOL 8 のマイクロ CT スキャン(図 7)では、ハイヤンの台風堆積物内で基底面に流痕のある正級化のユニット 1 と、その上位の水平ラミナの発達したユニット 2 とは明確に区別される。

TOL 7-14 のトレンチの基底で、ユニット 1 はわずかに正級化して、単一モードの細粒～中粒砂からなる塊状層を形成する。その層はハイヤン前の土壌を覆い、いくつかの場所では草の茎を曲げている。TOL 9-14 のトレンチでは、ユニット 1 はイベント堆積物全体を構成し、薄い泥層に覆われている(図 6a)。トランセクト全体を通して良く淘汰されている(1.5-1.7)が、その厚さは、浜堤背後の場所の 3-5 cm(TOL 7-10)から TOL 11-14 で <1 cm まで内陸の方向に減少する。陸側へ向かって 240  $\mu\text{m}$  から 130  $\mu\text{m}$  へ細粒化する傾向も見られる(図 3)。ユニット 2 はモードが 1 つの中粒砂でラミナの良く発達した層(図 6, 7)からなり、トランセクトの基部(TOL 3-8)で嵐の堆積層の上部を構成する。淘汰はユニット 1(1.5-1.6)と同様だが、平均粒径(245-328  $\mu\text{m}$ )はわずかにより粗粒である。ラミナは輝石(暗)と石英(明)の交互の濃集による(XRD の結果, 図 8a)。TOL 5 では、ラミナはわずかに陸側に傾斜し(10-15°), 粗粒化と細粒化を繰り返し、約 260  $\mu\text{m}$  から 320  $\mu\text{m}$  の上方粗粒化傾向を示す(図 6c)。ユニット 2 は浜堤の陸側斜面でウォッシュオーバーファンを構成する。堆積物の層厚には明確な傾向はなかったが、層厚は、浜堤の頂上(TOL 4)とユニット 2 の陸側の縁(TOL 8)で 5 cm から浜堤のすぐ背後で約 20 cm(TOL 5)までの範囲をとり、内陸に向かってわずかに薄くなる(図 3)。

#### 4. 3 ネグロス島北部

ネグロス島北部の調査したすべてのサンゴ礁の島(カービン, モロカボック, サヤック; 図 1c)は, 内陸数十 m に達し, 水位は平均海面上 2-3 m 以下の中程度の浸水による被害を受けた. 台風ハイヤンの中心の通過後, 風と波の方向は北北東から西北西に変わった(補足表 S1). かなりの海岸浸食と沿岸の堆積物の陸側への運搬をハイヤンの直後に観察した. サヤックとカービン(CAR)の潮間帯にはサンゴ破片の浜堤が形成されたが, 一方, モロカボック(MOL)とサヤックの沿岸の海側では, 打ち上がった堆積は, 薄い砂のパッチ(数 cm)や小さなサンゴ破片や堤防の一部(主軸<2 m)に限られた.

##### 4. 3. 1 カービンリーフ(CAR)

カービンリーフでは, サンゴ礁平原の西縁に沿ったサンゴ破片の浜堤が低潮位時に見れる(図 9)が, 高い水位では水中に沈む. 地元漁師によると(personal communication, 2014), 浜堤は, その現在の形はハイヤン前(表 S1)にはなく, 浜堤はなかったか, かなり低くかったことを意味する(Reyes et al., 2015). フィールド調査時に測定された, 300 m 以上の長さの浜堤の頂上の平均高度は, 頂上の標高の顕著なトレンドはなく, 平均海面より 0.20 m 低い(巨礫は平均海面より 0.45 m の高さまで到達). 基底の幅は 10-20 m で, その陸側のローブ構造が, 台風前には生存していたはずの現地性産状のサンゴの場所を覆う. 主に数 cm から数十 cm の大きさのサンゴの破片で構成された浜堤は, 形状と堆積構造から, 2 つのユニットに識別される: 20 m 内陸まで広がる灰色藻類で被覆されたサンゴ破片のローブ(ユニット 1)と, サンゴ礁の端から 10 m 以内に分布し, 急なローブまたはパッチ状の被覆を形成する, 軽く, 破壊されて間もないサンゴの枝(ユニッ

ト 2)である．両ユニットは 300 m の長さのセクション全体に沿って分布するが，北のセクション沿いでは 10 m から 20 m のかなりの幅で広がる（図 9）．

#### 4. 3. 2 モロカボック島 (MOL)

モロカボック島では（図 10），550 m の幅の裾礁の潮間帯平原の背後の沿岸域は平均海面上 2.4 m の高さを持つ浜堤で形成され，その陸側は，平均海面上 2.0 m でアカシアの低木が密集して覆っている浅いくぼ地が形成されている．浜堤背後で，急激に内陸に向かって薄くなる新しい砂の堆積物があり，海岸からの距離が 20 m で 10 cm，45 m でわずか 1 cm になる．モードが 1 つで，中粒～粗粒（平均 600-680  $\mu\text{m}$ ）で中程度の淘汰度（1.7-1.8）の砂は，明瞭な堆積構造を示さず石灰質組成（>90% Mg-カルサイトとアラゴナイト）であった．有孔虫群集は，*Calcarina* sp. (58 %) と，再堆積（<18% が新鮮）の程度が大きいものが優占する．嵐の堆積物と対照的に，下位の土壌は嵐の堆積物と同様にモードが 1 つだが，わずかに細粒（平均 390-410  $\mu\text{m}$ ）で淘汰は乏しく（3.4-4.7），有機物含有量は高く（4-7 %），炭酸塩濃度は減少する（70-80 %）．平均海面から 0.5m 下の浅い潮下帯（ $R_{\text{subt}}$ ）からの参照サンプルは，モードが 1 つで，わずかに細粒（平均 310  $\mu\text{m}$ ），中程度の淘汰（2.4），様々な有孔虫（*Quinqueloculina* spp. [18 %]，*Peneroplis pertusas* [17 %]，*Elphidium* sp. [14 %]，*Ammonia beccarii* [12 %]）が優占し，再堆積の程度は中程度（新鮮なものは 74%）であった．

#### 4. 4 バンタヤン

目撃者は，バンタヤンの東海岸全体で中程度の波のわずかな高潮の上昇と，そのピークが低潮位時だったことを報告する（表 S1）．しかし，打ち上がった堆積物は，活動的な浜堤のすぐ背後の沿岸地域で数 cm の砂層に限られるが，数 m の海



浜侵食は起きた．より著しい浸水は，エスチュアリー河口に局所的に発生し，小さなウォッシュオーバーファンの形成をもたらした(BAN A と BAN B，図 1c)．

#### 4. 4. 1 バンタヤン A (BAN A)

BAN A で，北東向きの海岸のセクション(図 11a, b)は，高さ 1-2 m の崖の更新世サンゴ礁の石灰岩の露頭により，エスチュアリー河口から隔てられる．地形断面図は，海岸線に平行で，平均海水面から 1.5-1.8 m の高さの浜堤群があり，浜堤間には深さ 1 m の湿地帯がある(図 12a)．現世の浸水レベルは，海から二列目の浜堤の海側斜面と陸側斜面沿いにある平均海面上 1.4 m にある打ち上がったゴミにより示され，北西に向いた高さ 2.9 m の (平均海面上)のサンゴ礁平原の頂上にも同様に打ち上がったゴミがあるが，ハイヤンの時の最大波高は，目撃者の記録に基づいて平均海面上 3.0-3.4 m と想定された(表 S1)．さらに，住民は，ハイヤンの時に約 50 m 内陸までの浸水と激しい海岸侵食を報告している．しかし，沿岸のこのセクションでは(E1-E5，図 1c)，2014 年 2 月の熱帯低気圧バスヤンの後に同様の被害が観察されたが，その時は高潮位時に襲われた(図 S3，表 S1)．

嵐の侵食は，海岸から 1 列目の浜堤の海側斜面で，侵食斜面と根こそぎ倒れたヤシの幹のある急勾配の前浜を生み出した．住民は，ハイヤンとバスヤンの複合した被害による，海岸の大きなセクションに沿った 5 m 以上の側方侵食を報告している(表 S1)．しかし，バリアー背後の低地での葉状のウォッシュオーバーファンの形成は，すでに 2013 年 11 月の衛星写真で見ることができる(図 11b)．ウォッシュオーバーファンは海岸背後の幅 10 m のセクションに限られるが，2 つの異なる層序ユニットがある顕著な地形を形成する(図 11c，12a)．

基底のユニット 1 は，平面ラミナで特徴づけられる平らなウォッシュオーバー

ローブに関係する．それは発達の弱い土壌を覆い，その境界は明瞭で，上位のユニット 2 と比較して内陸部にわずかに広がる．ユニット 2 は急勾配の末端面を持つ陸側に傾斜した単層により特徴づけられる．内部構造は，堆積物コア BAN 4 の堆積学的記載(図 12b)とマイクロ CT スキャン(図 7)により示される．BAN 4 (図 7, 12b)ではハイヤン前の土壌の下に，薄い中粒砂層(PE)が，浜堤の侵食崖(図 12a)沿いに見つかった．砂層は，褐色で，わずかにローム質砂で構成されるより古い古土壌を覆っている．ハイヤンの堆積物の基底部は，ユニモードのラミナ状のセクションであり，中程度の淘汰(1.8)の中粒～粗粒砂(平均 600-770  $\mu\text{m}$ )からなり，*Calcarina* sp. と *Amphistegina* sp. (ユニット 1)が優占する再堆積の程度の強い豊富な有孔虫殻(35-60 %)で構成される．最上部の 19 cm(ユニッ 2)は，同様の種構成を有する粗粒砂(平均 730-1300  $\mu\text{m}$ )でわずかに淘汰の悪い(2.0)ユニモードの砂で構成されるが，表層下 19 cm～10 cmの間では新鮮かわずかに再堆積した有孔虫の割合がより高い(60-80 %) (図 12b)．現在の海岸の，平均海面の 0.5 m 上(BAN R1)で採取した参考試料は，ユニット 1 よりわずかに細粒(平均 400  $\mu\text{m}$ )で，よく淘汰されている(1.6)．

#### 4. 4. 2 バンタヤン B (BAN B)

サイト BAN B はバンタヤン北部のエスチュアリー河口のすぐ近くにあり，幅 500 m の潮間帯のサンゴ礁平原に縁どられる(図 11d)．エスチュアリー南の海岸は，更新世サンゴ礁の石灰岩からなる 2.8 m の高さの崖(平均海面上)により特徴づけられるが，マングローブが背後にある幅 100 m の砂嘴が北へのセクションを形成する(図 11e)．海岸に垂直な方向では，平均海面上 2.4 m の浜堤があり，その陸側では平均海面上 0.9-1.1 m の，マングローブとサンゴの露頭のある泥干潟がある(図 13a と補足の S1)．目撃者は，台風ハイヤンによるかなりの浸水を報

告しているが、バンタヤン南部とは異なり、バスヤンは顕著な浸水を起こさなかった(E6-E10, 表 S1). 浸水の痕跡一崖の頂上の浮遊ゴミあるいは茂みやマングローブに捕らえられたゴミからなる一は少なくとも 200 m 内陸の浸水を示す. 最小水位は, 海岸線のすぐ近くで平均海面上 3.1 m から, 海岸から 60 m で平均海面上 2.1-2.3 m となり 160 m では平均海面上 1.4 m だけとなり, 陸方向へ減少した(図 11e).

ハイヤンに引き起こされた打ち上がった砂の堆積は, バリアー背後のマングローブでは 1-2 cm 以下だった. より厚い堆積物は, バリアーの裂け目の背後の 2 つのセクションで, 厚さ 30 cm, 幅 50 m のウォッシュオーバーファンを形成する(図 11e). 海岸に垂直なトランセクト(T2 と T3, 図 11e)は, バリアー背後の 10 m のところで 28 cm で, 40 m ではわずか 5 cm までとなり(T2, 図 3), そして浜堤背後の 10 m で 15 cm で, 40 m の距離までで 1 cm となり(T3, 図 S1a), 陸の方へ薄くなる傾向を示す. サイト BAN A と同様に, ハイヤン前の土壌は, 現代の嵐の堆積物と類似した組成の薄い砂層で形成され, トレンチの基底で 2 つ目の古土壌を覆っている(図 13a の PE). この砂層は以前の嵐の堆積物かもしれない.

両方のウォッシュオーバーファンで, 2 つの連続する堆積ユニットが識別され, BAN 1-3 のコアを詳細に調査した(トランセクト 2; 図 13b, S2). ユニット 1 は塊状~わずかに正級化し, 1 つのモードで構成され, 中程度の淘汰度(1.5-2.6)の中粒砂(平均 250-320  $\mu\text{m}$ )であり, ハイヤン前の土壌と明瞭な境界を示す. それは BAN 3 で台風の層全体を構成するが, BAN 1 と 2 では明らかにユニット 1 より厚いユニット 2 に累重される. ユニット 2 は複数の, 平面~わずかに傾斜した, よく淘汰された(1.5-1.9)中粒砂(平均 300-480  $\mu\text{m}$ )で, 貝やサンゴの破片, ゴミの破片を含む正級化または逆級化する複数の層で構成される. 両ユニットは >90% の炭酸塩(アラゴナイトと Mg カルサイト)を含む. 有孔虫群集は, *Calcarina* sp.

(32 %), *Amphistegina* sp. (19 %), *Ammonia beccarii* (19 %)が優占する．ほとんどの殻は強く再堆積し(新鮮なものは<17%), 古土壌では殻の保存はさらに悪いが(新鮮なものが<1%), *Amphistegina* sp. (22 %), *Ammonia beccarii* (21 %), *Elphidium craticulatum* (12 %), *Quinqueloculina* spp. (12 %)で主に構成される．ユニット 1 は T3 で陸側へ薄層化するが, T2 では明確な薄層化傾向も細粒化傾向も検出されない．ユニット 2 は, ウォシュオーバーファンの近くに限られる(BAN 1-2:図 13 と S2; BAN A-B:図 S1a), 急速に陸側へ薄層化する．現世の環境との比較のため, 平均海面上 0.6m(BAN R<sub>2</sub>)と平均海水面(BAN R<sub>3</sub>)で参考試料を採取した．両サンプルとも, 同様の粒度組成で, ユニモード, 中程度の淘汰(1.9-2.0)の中粒砂(平均 280-550  $\mu$ m)である．

#### 4. 5 サイト間の堆積の特徴の比較

##### 4. 5. 1 地球化学, 鉱物, 有孔虫

4 サイト全ての XRD データの比較は, 鉱物組成の 2 つの一般的なタイプを明らかにする．炭酸塩の環境(MOL, HER, BAN)からの堆積物は, カルサイト, Mg カルサイト, アラゴナイト(少なくとも 80 %)が優占し, 長石や石英の割合が少なく, ケイ酸塩碎屑性の沿岸(TOL)からの試料は, 主に長石と角閃石で構成され石英の割合は少ない(図 8a)．

炭酸塩の海岸からの有孔虫データへの主成分分析は, 全変化量の 60 %を説明する 3 つの主成分(PCs)を示す．第一主成分(31 %)と正相関があるのは, *Rosalina* sp., *Quinqueloculina* spp., *Peneroplis* sp., *Milionella* sp., *Globigerinoides* sp., *Coscinospira* sp. で, 一方, 負の相関があるのは *Calcarina* と *Amphistegina* である．第二主成分(18 %)は, *Amphistegina* sp. と再堆積の程度が大きいことに関してはプラスのスコアを示し, *Heterostegina*

sp. に関しては負のスコアである．第三主成分(11 %)は *Challengerella* sp. と正相関があり，*Spirillina* sp. と *Schlumbergerella* sp. は負の相関である．第二主成分に対する第一主成分のプロット(図 S4)は，モロカボック(MOL R<sub>subt</sub>)の前浜堆積物は，海浜の参考試料と，全ての場所の嵐の堆積物とも違う．異なるサイトからの海浜と嵐の堆積物の違いはそれほど顕著ではない．

#### 4. 5. 2 粒度分析

全サイトの粒度分布データを組み合わせた主成分分析は，全体の変動の 82 % を説明する 3 つの主成分を明らかにする．第一主成分(平均粒径，淘汰度，礫とモードは正の相関；歪度と中粒砂は負の相関)，第二主成分(平均粒径，歪度，モードは正の相関；淘汰度と泥は負の相関)のプロットは，ユニット 1，ユニット 2 と古土壌の試料に関してははっきりとしたクラスターを示し，またサイトに依存する特性を示す，異なる性質を明らかにする(図 8b1)．

加えて，粒径のパラメータの主成分分析はサイトごとに行われた．TOL では，第一主成分(62.8 %)と第二主成分(33.5 %)が全体の変動の 96 %を説明する．第一主成分(歪度，モード，中粒砂は正の相関，淘汰度，泥は負の相関) vs. 第二主成分(淘汰度，モード，中粒砂は正の相関；歪度は負の相関)のプロットは，ユニット 1，ユニット 2，ハイヤン前の土壌(図 8b3)の集団を識別する．HER の試料は全体の変動の 84 %を説明する 3 つの主成分を明らかにする．第一主成分(淘汰度，泥，細粒砂は正の相関；歪度と粗粒砂は負の相関) vs. 第二主成分(細粒砂と中粒砂は正のスコア；モードと淘汰度は負のスコア)のプロットはユニット 1 と古土壌の集団を識別するが，ユニット 2 は 2 つに分かれた試料グループ(HER 10 と他の全てのトレンチ)を形成する(図 8b2)．BAN では，3 つの主成分が全体の変動の 86 %を説明する．第一主成分(平均粒径，歪度，中粒砂は正の相関；淘汰度と泥

は負の相関) vs. 第二主成分(平均粒径, 淘汰度, モード, 礫は正のスコア; 中粒砂は負のスコア)のプロットは, ユニット 1, ユニット 2, 古土壌の集団を識別するが, ユニット 2(図 8b4)の集団内に上部海浜と下部海浜からの参考試料がプロットされ, この地域が堆積物の主な供給源であることを示す.

## 5 議論

### 5. 1 フィリピンの台風ハイヤンの堆積学的痕跡

目撃者の記録と衛星写真の解釈に基づいて, 記録された嵐の堆積物のほとんどは明らかに台風ハイヤンに関連する. 目撃者が, ハイヤンとフィールド調査の間の期間に熱帯低気圧バスヤンによる強い沿岸の浸食を報告した BAN A でさえ, 11 月 11 日の衛星写真は台風ハイヤンによるウォッシュオーバーファンの形成をはっきりと示す. 衛星写真と目撃者の両方が, 記録された打ち上がった堆積物の全てがハイヤンと関連づけられなかったのは TOL のみで, ウォッシュオーバー堆積物の扇端部分(TOL のユニット 2)はハイヤン後のバスヤンの嵐の波と関連付けられた. 本調査で報告され図 14 に要約された細粒な嵐の堆積物に加えて, ハイヤンはサマール島東部の海岸でブロックサイズや巨礫サイズの岩を移動させ, それは他の場所で議論されている(May et al., 2015b)

#### 5. 1. 1 砂質海浜堆積物

堆積的, 地形的基準に基づいて, ここに提示した打ち上がった砂質堆積物は激しい波のイベントによるものであり, 砂層とウォッシュオーバーファンに分類される. 分類は異なる浸水の状態を反映しているため, 異なる堆積学的特徴を導く流水学的プロセスを表すと仮定される(図 14).

TOL, HER, BAN B と MOL(the local ユニット 1)の台風の堆積物の基底は, 曲

がった草の層により下位の土壌と隔てられ、弱い正級化から塊状の砂層(層のいくつかは、実験室での分析なしでは級化しているか分からないほど薄い)で形成される。すべてのこれらの砂層は少なくとも 100 m 内陸の範囲に広がり、比較的薄く(<10 cm)、明らかに陸側へ薄層化し、わずかに細粒化する傾向(図 3)を示す。それらの様子は、Donnelly et al. (2006)あるいは Wang and Horwitz (2007)が記述した、バリアー背後の湿地への大規模浸水による浸水状態で形成された嵐の堆積物と同じである。実際に、HER, TOL, BAN B, MOL の沿岸のバリアーとバリアー背後の完全な浸水は、浸水跡により示される。MOL と BAN B では、目立った浜堤がないことあるいは河口近くのために浸水が促進されるが、TOL と HER では地表面上約 4 m の浸水深そして、平均海面上 3 m 以上の頂を持つバリアーの完全な浸水は、嵐の高潮の高いレベル(TOL)によるかあるいは、高潮、嵐の高い波そして、サーフビートのような長周期重力波の組み合わせ(HER)による(Bricker et al., 2014; Roeber and Bricker, 2015; Kennedy et al., 2016)。一般的に、海岸線と平行な壁構造により異なる方向に向けられなければ、陸上への流れは海岸線と垂直方向に起こる(TOL, 図 5)。これらの砂層のスコアマーク(TOL 8 のマイクロ CT スキャン, 図 7)や正級化構造に示されるように、この浸水状況に関わる堆積物の運動(例えば浸水のオーバーウォッシュ; Donnelly et al., 2006 を参照)は、乱流状態と懸濁からの堆積により特徴づけられると予想される。Jaffe et al. (2011)に記述されているような明瞭な懸濁からの級化が検出できないとしても、その堆積は、Williams (2009)が記述したアメリカ沿岸のハリケーン・リタの懸濁から沈殿した堆積物と非常に類似している。少なくとも TOL と HER では、これらの砂層の堆積は、ピークの浸水を増幅させた長周期重力波または静振による、ほとんどない「津波に似た浸水パルス」による影響を受けた(Mori et al., 2014; Roeber and Bricker, 2015)。粒度分析と有孔虫群集の化石化過程と種構

成に関する参考試料との比較は、主な堆積物の供給源(BAN R<sub>1-3</sub>)は前浜(MOL R<sub>subt</sub>)または他の環境(図 8b, S4)よりも海浜であることを指す。それにも関わらず、砂層と現世の海浜の砂(図 8b, S4)の粒度分布と有孔虫組成の明らかな違いは、タナアン(レイテ島)とバセイ(サマール島)からの台風ハイヤンの堆積物について Pilarczyk et al. (2016)が報告したように、他の供給源地域(前浜, 沖合, 陸上)の堆積物のマイナーな寄与を示すかもしれない。あるいは、少なくとも有孔虫群集の化石化過程の相違は、高エネルギーの流水中の運搬時の有孔虫殻の摩滅や破碎による堆積物の変質(Quintela et al., 2016)を反映するかもしれない。

TOL, HER と BAN B のユニット 2 と, BAN A の嵐の堆積物全体(局地的にはユニット 1 とユニット 2)は、バリアーのすぐ背後の数十 cm の厚さの葉状の地形で形成されている。ウォッシュオーバーファンは、(a)バリアーの背後の窪地の海側の部分に限られる(海岸線から<50 m 以内)。 (b)上面は緩傾斜(1-5°)で陸側前面は勾配の急なローブを形成する。 (c)水平ないし傾斜したラミナの発達したセクションに複数の級化成層が累重する。そして、(d)陸の方への薄層化・細粒化傾向を示す。これらの特徴は、典型的な嵐が引き起こしたウォッシュオーバーファンに類似し、例えば Sedgwick and Davis (2003), Phantuwongraj et al. (2013), または Williams (2015)により記述されている。それらは、波が引き起こした沿岸のバリアーを越える堆積物の運搬により形成された。これは最初の浸水の波動が沿岸のバリアーを浸水させた後に起こり、最も大きな嵐のうねりが発生したときが嵐のピーク時であった(Williams, 2009)。沿岸のバリアーが、風に引き起こされた嵐のうねり(TOL と BAN B)や長周期重力波の影響(HER; May et al., 2015b)によりすでに浸水していたところでは、堆積物は、浸水したバリアーのところで、碎ける波により生じたと推定される。しかし、BAN A では、基底の砂層(TOL, BAN B, HER のユニット 1)はなく、浸水の痕跡は最大水位が沿岸のバリアーより低い



ことを示し、堆積は狭いオーバーウォッシュによってもたらされたことを示す(遡上オーバーウォッシュ; Donnelly et al., 2006 参照). 堆積物の成層構造とウォッシュオーバーの地形は、平坦なローブ(ユニット 1)にみられる平行層理を有する基底のセクションと、その上位にある急傾斜した層のセクション(ユニット 2)―雪崩現象を起こす急な前面の移動で形成―との識別を可能にする. 水平ラミナは、高い流速に伴う、乾燥したバリアーの背後のくぼ地への最初のバリアーの越水の結果と解釈されるが、傾斜した層を有する急勾配のローブは、例えば先行する嵐のうねりあるいは激しい雨の高水位により、すでに浸水したバリアーの背後の窪地へのデルタフロントの堆積による (Sedgwick and Davis, 2003; Switzer and Jones, 2008).

ウォッシュオーバーファンは、TOL, HER, BAN B のように隔離された構造を形成するかまたは、ウォッシュオーバーテラスと合体する (BAN A). 決壊はバリアーの浸食と、水と堆積物がバリアーの背後の窪地に放射状に広がることを伴うので、粒度分布、有孔虫群集、化石化は、嵐の堆積物が主に海浜に由来することを示す(図 8b, S4). 複数の個々の波の寄せ波はラミナの累重を生み出す. それは、掃流荷重として運搬中の重鉱物、石英、貝の破片の混合物の密度差による分離により生じるかもしれない (Komar and Wang, 1984). それぞれのウォッシュオーバー堆積物の中での粒度分布と有孔虫群集の垂直変化 - BAN A における(図 12)上方粗粒化傾向と上方に向かったの再堆積の度合いの増加のような- 連続変化する海浜地形の結果としての堆積物の供給源のわずかな相違と関連している. しかし、粗粒化傾向は、板状の貝の破片の沈降速度が遅くなる影響であり、それは BAN 4(図 7)のこのセクションで、より球状の粒子と比較して特に豊富である (Woodruff et al., 2008).

### 5. 1. 2 潮間帯のサンゴの破片の浜堤

地元漁師への取材と、2014 年 2 月にカルビンリーフの潮間帯のサンゴ礁の一部が、少し前まで生存していたはずのサンゴの生体を覆っていた事実を考慮すると、その形成と、少なくとも顕著な高まりは、明らかに台風ハイヤンに起因する。サンゴの破片の浜堤は、典型的な熱帯低気圧の特徴として繰り返し報告されてきた(Scheffers et al., 2012)。例えば、Maragos et al. (1973)が、フナフティ環礁で、熱帯低気圧による、潮間帯のサンゴの浜堤を記載し、それは前浜からもたらされた砂～巨礫サイズの破片からなる。ハイヤン前後の潜水調査は、海側のサンゴ礁斜面で台風の影響が著しいことを明らかにしたが、潮間帯のプラットフォームの生物はほとんど触れられず(Reyes et al., 2015)、前浜堆積物の移動とサンゴ礁の縁辺でのその堆積を指摘している。浜堤の形成には、繰り返しの砕け波の影響が必要であり、そして打ち上げ波は角礫からなる浜堤の高い多孔性により減衰する(Spiske and Halley, 2014)ため、ハイヤンでの浜堤の生成は主に、浸水したサンゴプラットフォームの上で砕けた複数の嵐の波の影響による。

カルビンの 2 つの形態・堆積学的(morpho-sedimentary)な浜堤ユニットは、2 つの可能な説明を与える。第一の解釈は、浜堤全体は台風ハイヤンにより形成されたというもので、よって異なるユニットは風と波の方向の変化を反映することになる。ハイヤン通過時に報告された風向きの回転に従って、ユニット 2 は、浜堤の「西に向かって」露出したセクションのみに存在し、ユニット 2 で取り込まれた新鮮で角ばったサンゴの破片により示される、カルビンの斜面に生息するサンゴ礁の破壊の増加をもたらしたより強い風波の結果として解釈されるかもしれない。しかし、ユニット 1 のサンゴの礫を覆う藻類が目立つことと、ハイヤン後に浜堤が出現したという目撃者の説明は、いくつかの台風の影響によっても説明されるかもしれない。この場合、地元漁師が認識できるほどには、はっきりし

なかった初期の浜堤の形成(ユニット 1)は、ハイヤン以前の嵐で起こった可能性がある。その後、ハイヤンは浜堤の上に新鮮なサンゴの破片を積み重ねることで(ユニット 2)、浜堤の高さを増し、浜堤は広範囲で認識できるようになった。

## 5. 2 細粒堆積物に関する台風の特徴の空間的变化

台風ハイヤンにより形成された堆積物の空間分布と堆積構造は、浸水時の局所的環境と流水学的特徴の両方に決定的に影響された。陸上に打ち上がった砂の運搬はかなりどこでもあるが、調査地域では、 $>100$  m 内陸に及ぶ広範囲の砂層は、例外的なうねりや浸水レベルの場所に限られる。これは、サマール島東部(HER)のさらされた海岸線と、漏斗状のサンペドロ湾(TOL)であり、これらの場所ではハイヤンの時に、うねりのレベルが平均海面上 $>8$  m まで顕著に増大した(Mori et al., 2014)。しかし、サマール島東部の気圧と風によるうねりだけでは高い浸水レベルは説明できない。なぜならば、位相平均化された波のモデルを組み合わせた数値的な嵐のうねりのモデルでは約 2 m というかなり低い水位が推定されるためである(Bricker et al., 2014)。サンペドロ湾のうねりの水位は囲まれた湾での波の反射によりさらに高くなる(Mori et al., 2014)が、位相分解波モデルは、サマール島東部に沿った驚くほど高い浸水レベルが、非線形波と裾礁の相互作用により起こる長周期重力波に起因することを示唆する(Roeber and Bricker, 2015; May et al., 2015b; Kennedy et al., 2016)。

逆に、ウォッシュオーバーは、バンタヤンやネグロス島北部のようなわずかな浸水レベルと限られた陸の浸水の地域でさえも形成された。ウォッシュオーバー堆積物は、沿岸のバリアーを越える高い波によるため、それらの局所的な分布は、バンタヤンで観察されたように、水深(川のエスチュアリー)と沿岸地形(ハイヤンより前からあった砂質バリアーの中の低いところや切れ目)によってあらかじ

め決められていたのかもしれない。したがって、深刻な被害を受けた地域でも、それは沿岸の小さな区域に限られる。ネグロス島北部のサンゴ礁に局在するサンゴの浜堤に関しては、必要条件は、前浜の、サンゴ礫を伴う潮間帯のサンゴプラットフォームの存在と、嵐の波の主要方向への露出、前浜堆積物を移動させサンゴプラットフォーム上に持ち上げるのに十分に高い波であると思われる。

局地的な地質、地形、堆積物の供給源も調査対象の台風の堆積物の構成を決定する主要素である(図 8)。一方で、異なるサイト間での全堆積物組成(鉱物と粒度分布)の相違は、それぞれのサイトの異なるユニット間での相違よりも大きい(図 8a, b)。嵐で運搬された堆積物の粒度分布は、海浜と前浜の堆積物の状態により異なるので、優占する粒径は HER, TOL, BAN で異なる(図 8b)。地球化学と鉱物学は基本的に珪酸塩碎屑性海岸と炭酸塩海岸の違いを反映する(図 8a)。サイト固有の組成の違いも、Pilarczyk et al. (2016)によってハイヤンの堆積物の有孔虫群集について報告されている。同様に、明瞭にラミナの発達したウォッシュオーバー堆積物(明暗のラミナの互層)は、珪酸塩碎屑性の海岸線(TOL)で重鉱物の存在に関係するが、炭酸塩環境(BAN と HER)では成層構造はそれほど顕著ではない。一方で、サイト内のレベルで、鉱物学と地球化学(わずかな差異による)と有孔虫群集(限られたデータセットによる)は、嵐の堆積物とその下位の古土壌の分離を可能にするだけだが、堆積構造と粒径のデータは、サブユニットへの細分を可能にする(図 8b)。本研究では現世の環境からの参考試料の数が非常に限られているが、同じ嵐の堆積物のサブユニットの粒度分布の相違は、堆積物の供給源(海浜 vs. 前浜)の相違あるいは、Switzer and Jones (2008)により記述されたような異なる流水学的運搬状態に関連すると思われる。これは、サイト TOL, HER と BAN のユニット 1・2 の場合である(図 8b)。HER のユニット 2 の堆積物内の大きなばらつきは、コアが河川の流路の近くで採取されたため、HER の 10 地点の堆積物の堆

積は引き波によることにより説明されるかもしれない。

### 5. 3 古嵐の研究への示唆

台風ハイヤンの堆積物の堆積学的特徴がサイト特有の変化が顕著なので、嵐の特性のタイプを1つに絞り込むことはできない。だが、粒度分布、内部構造、鉱物学、有孔虫群集に基づいて、嵐の堆積物はほとんどの他の堆積過程と明らかに区別できる。津波のみが同様の特徴を生み出す可能性がある。なぜならば、流文学的特徴が類似するからだ。すなわち、バリアーのオーバーウォッシュ、数百 m 内陸への砂の運搬、潮下帯のサンゴ礫を潮間帯のリーフプラットフォームの上まで運ぶ強さの波の発生が可能だからである (Shanmugam, 2012)。津波堆積物と嵐の堆積物を区別するために、イベント堆積物の厚さ、側方分布、粒度分布、供給源、堆積構造などの数多くの特徴が挙げられてきたが (例えば Morton et al., 2007; Switzer and Jones, 2008)、これらの堆積物示標のほとんどは、局地的に有効なもののようにであり、普遍的な識別基準としては役に立たない (Shanmugam, 2012)。残念なことに、フィリピンでは、典型的なサイト固有の特徴 (例えば Kortekaas and Dawson, 2007) を与えることで識別を容易にする津波の特性は極くわずかしき記述されておらず (Imamura et al., 1995)、本調査で台風ハイヤンとして記録された堆積物の特徴のどれが局地的な台風の影響として特有であるかを評価するのは困難である。

現在まで、サンゴ浜堤は熱帯低気圧によってのみ生成されたと報告されており (Scheffers et al., 2012)、正しいと思われる。浜堤形成には、低気圧で観察される繰り返される砕け波が必要で (Nott, 2006)、一方、津波に特徴的な数の少ない浸水パルスは、無秩序に散乱した巨礫の産状を生み出す傾向がある (Richmond et al., 2011; Weiss, 2012)。しかし、サンゴ浜堤の保存はしばしば限られ

(Baines and McLean, 1976), 構成要素の再堆積の可能性により, 年代決定が課題のままである (Scheffers et al., 2014). これとは対照的に, TOL あるいは HER で記述したような, 内陸の広い範囲に分布し, 懸濁から沈殿した正級化を示す砂層は, 津波の典型的な特徴であり (例えば Jankaew et al., 2008), BAN あるいは TOL にあるラミナを持つウォッシュオーバーファンも嵐 (Switzer et al., 2012) と津波 (Atwater et al., 2013) の両方で報告されている. 同様に, 調査地の砂層とウォッシュオーバーファンに関して記述されたほとんどの特徴は, 津波堆積物ですでに観察されていた: ここに提示した嵐に引き起こされた砂層とウォッシュオーバーファンの組成と粒度分布は, 主に, サイクロンに典型的な運搬過程よりも局所的な地質に支配される. 堆積物のほとんどが海岸由来であるという点で, ハイヤンの堆積物の主な供給源は, 典型的な津波堆積物の供給源と同じで (例えば Brill et al., 2014), それはそうとして, 津波堆積物との区別を可能にする第二の供給源を決定するための詳細な分析は十分でない. 最終的に, 記述されたハイヤンの堆積物の陸側への薄層化・細粒化傾向は, 多くの津波堆積物で観察されたものと同じである (例えば Goto et al., 2008).

それにもかかわらず, 局地的なデータを「嵐の堆積物」の多様な知識に加えることで, ハイヤンの堆積物は, フィリピンでの今後の研究 (例えばバンタヤンで新たに記述された過去のイベントの解釈) と一般的な今後の研究を行う時に, 地質学的記録における過去のイベント堆積物の解釈に関して, いくつかの価値のある考察を提供する. 一方で, 平坦な地形環境は, 内陸数 km に広がる浸水レベルの「現世の砂質津波堆積物」の多くと比較すると, 本論で提示した「ハイヤンで堆積した内陸へ 250 m までの範囲の砂層」は狭いと思われる (例えば Jankaew et al., 2008; Goto et al., 2011). これは, 平均海面上 >5 m の沿岸浸水レベルを経験し, 側方への浸水や堆積物の運搬を妨げない平坦地形のサイト TOL でさえ当

てはまる．沿岸の浸水の陸上限界は，砂層よりむしろ泥層で示されるかもしれない(例えば Williams, 2010; Abe et al., 2012; Goto et al., 2014)，我々の比較は同じ場所に関する津波堆積物に基づくものではないけれども (e. g. Kortekaas and Dawson, 2007)，我々の発見は，嵐の砂質堆積物と比較して，沿岸低地の砂質津波堆積物の陸への広がり，より大きい傾向があるという以前の結論を裏付ける (Morton et al., 2007 を参照)．一方で，(i) うねりによる広範囲の沿岸浸水による懸濁から沈殿した薄く (数 cm)，塊状で，わずかに正級化する基底ユニット (TOL と HER のユニット 1)，(ii) ラミナが発達し，打ち上げ波に引き起こされ，ウォッシュオーバーユニットの最上部に限定的に分布する (TOL, BAN B, HER のユニット 2 ; BAN A のユニット 1 とユニット 2)，HER では (i) と (ii) がともにハイヤンによることは明らかであり，それゆえ 1 つの嵐のイベントであり，(i) と (ii) の共産は低気圧により生じた堆積物の特徴かもしれない．しかし，TOL で，我々はこの累重の一部 (例えば最上部のウォッシュオーバーユニット) がバスヤンの堆積物の可能性を除外できない．なぜなら目撃者や衛星写真により，その形成時期を証明できなかったからである．この場合，2 つのユニットの組み合わせは，立て続けに起きた複数の嵐のイベントにより説明されるかもしれないが，スーパー台風ハイヤンのような大きなイベント時に強い海浜浸食が起これば，続いて起こるイベント時に堆積性の海岸線での嵐のオーバーウォッシュの発生を促進するのだろう．

## 6 結論

台風ハイヤンの堆積物は，サイト固有の幅広い堆積学的特徴と地形的特徴を引き起こす局所的要因に強い影響を受ける．それらの空間的变化にもかかわらず，堆積物はいくつかの嵐による堆積パターンを示した．すなわち，ウォッシュオー

バーファン、砂層、サンゴの礫の浜堤であり、特定の流水学的プロセスに関連し、世界中の典型的な嵐の特徴と似ている(図 14)。塊状あるいは正級化を呈する打ち上がった砂層は 100-250 m 内陸に広がり、陸側に向かって細粒化、薄層化する傾向があり、沿岸低地の広範囲の浸水と沿岸のバリアーの完全な浸水をもたらす、最初のうねりの波の時に懸濁したものから沈殿したものである。それらは嵐のうねりが著しく増大する地域で形成されている。これとは対照的に、ウォッシュオーバーファンは、陸側へ傾く急斜面の前面と明瞭な成層構造を持つ小さな(10-50 m 内陸)砂のローブで構成され、それは沿岸のバリアーの局所的な決壊の背後あるいは窪地に分布し、越波と繰り返すオーバーウォッシュによる掃流に運搬された。サンゴ礫の浜堤は、潮間帯のリーフプラットフォーム上で、「礁斜面からサンゴの破片を運搬」かつ「サンゴの縁辺を破壊」した嵐の波により形成された。

ハイヤンは記録された中で最も強力な熱帯低気圧の 1 つであったため、フィリピンからのこれらの発見やその他の発見は、激しい波の堆積物の一般的な知識を増やすもので、究極的には、強い低気圧と津波の堆積物の識別に貢献するかもしれない。サンゴ礫の浜堤は、現在のところ、強い嵐に特有の特徴に思えるが、ハイヤンが残した砂質の打ち上げ堆積物—砂層とウォッシュオーバーファンの両方—は、堆積構造、粒度分布、堆積物の供給源に関して、津波で生成されたものに類似する(図 14)。しかし、本研究で述べた砂層の内陸への範囲は、同様の地形で同等の浸水レベルの大津波の砂層の範囲と比べて有意に狭い。他の熱帯低気圧では、より広範囲に分布する砂層が報告され、中規模の津波がハイヤンの堆積物の範囲で砂層を堆積させるが、打ち上がった砂層の内陸への範囲は少なくとも、低気圧と強い津波の区別に役立つだろう。加えて、基底の砂層とその上位の薄く良く成層した砂のユニットの共産は、低気圧を示すかもしれない。なぜなら HER で、ハイヤンの時、それはうねりに関連した広範囲の沿岸の浸水とそれに続く波



のオーバーウォッシュに由来し、津波に典型的であるとは知られていないためである。しかし、TOL のそれぞれのユニットの起源がはっきりしないことは、それらが 2 つの連続する嵐に由来するかもしれないため、より確かな結論を妨げる。

北村晃寿・山本有夏