

Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., May, S. M., Scheffers, S., 2008, Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 271–279.

ギリシャ、ペロポネソス半島沿岸の西部と南部における完新世後期の津波の痕跡

## 要旨

ギリシャ、特にヘレニック海溝の沈み込み帯に近い西部と南部は、大地震とそれに伴う津波を経験している。それにもかかわらず、完新世後期以降の津波の証拠はほとんどない。ペロポネソス半島の西部と南部の沿岸に沿った我々の調査によって、「大きな巨礫の集まり」や「振動式コアの中の厚い津波による砂層」によって、津波のインパクトの新たな知見を得た。海生動物が固着した多くの巨礫は、激しい波の起きるイベントによって、重力に逆らって前浜から運ばれたことを証明する。この固着動物の AMS  $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、西暦約 1300 年に大規模なエネルギーを持つ歴史津波イベントの起きたことが分かった。プンタ岬の振動式コア中の津波堆積物の基底の直下で見つかった木片は、西暦約 250 年のものと年代決定された。

## 1. 導入

歴史的に何百の津波イベントが地中海沿岸を襲ってきた (Galanopoulos 1960; Ambraseys 1962; Antonopoulos 1979; Papadopoulos and Chalkis 1984; Papazachos et al., 1986; Moreira 1988; Soloviev 1990; Pirazzoli et al., 1996; Tinti and Maramai 1996; Pirazzoli et al., 1999; Soloviev et al., 2000; Tinti et al., 2001; Yalciner et al., 2002; Papadopoulos 2003; Yalciner et al., 2006)。最大規模なものの一つ(世界的にも)は、約 3500 年前に起きたサントリーニの火山崩壊であった。今日において、このイベントの陸上の証拠は失われているが、しかし深海底に”津波堆積物”が存在する (Yokohama 1978; Kastens and Cita 1981; Cita et al., 1996; Dominey-Howes 1996; Cita and Rimoldi 1997; Cita and Aloisi 2000; McCoy and Heiken 2000; Minoura et al., 2000; Dominey-Howes 2002, 2004; Pareschi et al., 2006; Vött et al., 2006)。

地中海沿岸の東部で、完新世の津波の野外における証拠が、つい最近発見されたが、まだ不十分であり、激しい議論を起こしている (Bruins et al., 2008; Galanopoulos 1957; Tint and Giuliani

1983; Perissoratis and Papadopoulos 1999; Dominey-Howes et al., 2000; Dominey-Howes et al., 2006; Mastronuzzi and Sanso 2000; Gianfreda et al., 2001; Dominey-Howes 2002; Kelletat and Schellmann 2002; Mastronuzzi and Sanso 2004; Mastronuzzi et al., 2006, 2007; Monaco et al., 2006; Morhange et al., 2006; Reinhardt et al., 2006; Scheffers 2006b; Scheffers and Scheffers 2007; Vött et al., 2006, 2007a, b). 地中海沿岸の西部(Kelletat et al., 2005)と東部からの津波の証拠はたったの 16 箇所のサイトからしか見つかっていない(Fig. 1). 津波イベントの広域な歴史的資料と地形学的あるいはまた堆積物学的な知見はまれで、ヘレニック海溝の激しい地震活動の領域に面したすべての海岸線沿いの体系的調査を要求する. クレタ島西部の海岸線における完新世の津波の野外での証拠の発見(Scheffers 2006b, Scheffers and Scheffers 2007)に続いて, 我々は 2007 年の初めにペロポネソス半島の沿岸を調査した. 本論文は, 完新世の津波の野外での証拠が不十分とされた地域のイベントの絶対年代と結果について述べる.

## 2. 方法

Kelletat (1974)によると, ペロポネソス半島の海岸に沿った砂浜の海岸線は, 後期完新世に大きく変わり, 特に西海岸やメッシニア湾, ラコニア湾, アルゴリド湾などの南部の構造的な湾のデルタではバリアーシステムとラグーンの埋積があった. 陸上の景観では, これらの変化が津波堆積物を隠すか, あるいは消し去った. 岩礁域の海岸線は, 鉛直方向のネオテクトニックな活動により変化する可能性があるが(Kelletat et al., 1976; Pirazzoli 1986; Pirazzoli et al., 1999), 長い間津波の影響をよく保存するだろう. これらの地域は堆積場ではないが, 激しい波によって運ばれた岩がある場所である. もし, これらの岩が十分大きく, 浜へと運ばれたら, それらはその海岸線における激しい波の証拠として数世紀, そして数千年でさえも残る.

本研究では, 調査したすべてのサイトが吹送距離(fetch)が 100 km 以上の開けた海に面し, そしてヘレニック海溝に沿ったテクトニックな活動, つまり津波を引き起こす場所に面している. 我々は数トンサイズの巨礫の堆積, 密集あるいは孤立した巨礫のある場所を詳細にマッピングする. これらの巨礫は, Nott (2003)による波高の見積もりによれば, 地中海沿岸の最も強い嵐によって運ばれるよりも大きい. 我々は巨礫の a 軸, b 軸, c 軸の平均値を測定し, 体積を求め, 風成岩の密度  $> 2.1 \text{ g/cm}^3$  (すなわち Scicchitano et al. (2007)によって得られたシチリア島東部の石灰砂岩の密

度と類似の数値)あるいは緻密な石灰岩の密度として  $2.3 \text{ g/cm}^3$  をかけて質量を決定した。我々はまた、巨礫の海岸線からの距離と海拔も測定した。これらの値を嵐の時の波の陸側の限界線の証拠と比較した。また、波の限界は植物(たとえば栽培されたオリーブの木)のおおよその年齢、海水の影響のない陸上環境で発達した土壌の分布のマッピングから明らかにした。注意すべき点は、巨礫を運搬する波を含め、海岸に到達する波の高さは、海岸の水深に支配されることである。また水深情報と Nott (2003)の式から、すべてのサイトで確認された 3-4 トン以上の重さの巨礫は嵐では運搬、転動できないことである。我々は、加速器  $^{14}\text{C}$  年代を使って絶対年代を決定するために、海生あるいは沿岸生物を採取した。これらの生物の死んだ時を生息環境から動かされた時と仮定する。データは InterCal 04 を使って暦年代に校正した。

都合のよいサイトでは、高エネルギーイベントの堆積学的な標識のため地下の層位をチェックするために、振動式コアで海岸に近い場所の堆積物を掘った。我々はエンジン駆動式アトラスコプコのコアリング装置を用いて直径 5 cm と 6 cm のコアを採取した。コアは写真を撮り、堆積学的、地形学的、古生物学的手法で調査した(結果の項目を参照)。堆積物のサンプルは研究室で更なる分析を行った。

ペロポネソス半島の海岸沿いの人間の定住の長い歴史によってもたらされた、陸上や海面下の考古学的な遺跡によって海水準変動を復元できた。これらのデータは海岸沿いの地形学的、堆積学的な痕跡のクロスチェックできる絶対年代として使える。潜在的に津波インパクトのあるサイトで、我々は巨礫や、巨礫の下、あるいはそれらの起源の場所で、カルスト化作用の程度、生物侵食の程度、生物固着の程度などの相対的年代標識を調査した。これには、岸辺の石灰藻と陸地のムカデガイの密集の調査を含む。

### 3. 結果

#### 3.1. パプロペトリ/プンタ岬/エラフォニソス

ラコニア海岸を南へ行くと、エラフォニソスの大きな島が西側の地中海からネアポリス湾を守っている。エラフォニソスは幅 1 km、深さ 2.5 m のチャンネルによって本島から分離されている (Fig. 3)。

我々はパプロペトリの小さな岩石の島の周辺の海拔-1 m から+1 m の間で、ヘラディック期(約

5000-3000 年前)の定住の遺跡を見た。そこでは共同墓地も見つかっており(Fig. 4, A), 部分的に海面に沈んでいた。家や墓はヘラディック人によって、更新世の風成岩に掘られ(Mentis, 2007 を参照), 風成岩はエラフォニソスの反対側の岬(プンタ岬)では部分的に完新世のデューンの下にある。この地質学的・考古学的な設定は, 中期完新世以降, 相対的海水準は現在より高いことがなかったことを示す。プンタ岬からスカラ岬の間にある年代不明の轍は, 海面下に没し, エラフォニソス島へ続いており(Fig. 4, B), このシナリオを支持する。

考古学的, 堆積学的な証拠に加えて, 非常に良い津波の指標がスカラ岬の西に存在し, そこは本島の海岸が西と南西に開けており(つまりヘレニック海溝に向いている), そして南西と南南西から来る波に対してはエラフォニソス半島の影にはならない。巨礫のいくつかは海から 150 m 以上内陸で, 海拔 14 m に及ぶところで見つかっており, この浅い海岸を津波が襲った最も重要な証拠を示す。最大の巨礫は, 岩礁の浜辺(風成岩)にある。我々は, 潮上帯に見られるロックプールの中に形成された急な残丘上でバランスを保つ巨礫や明瞭なインブリケーションを見つけた。巨礫の多くは現在の海水準と潮間帯よりも上にあり, ロックプールによって特徴付けられ, ほとんどの場合, かなり傾くか, あるいはひっくり返っている。このような地形学的な特徴は, 通常, 潮間帯での生物侵食で形成され, 本来は水平である。これは, 礫が潮間帯の本来の位置から動いたことをはっきりと証明する。礫が潮間帯を越えて移動しなかった場合には, 水平な底を持つ小さなプールが古い傾いたプールの中に形成される。

水際に直接乗っかっていた二つの巨礫は, 年代と堆積過程の証拠を示す(Fig. 5)。大きい方の巨礫(>40 トン)は, 古い生物侵食されたロックプールの中に新たにカルストプールが形成されている。小さい方の巨礫(5-6 トン)は 70-80° の角度で, つまりほぼ垂直に大きい方の巨礫の海側面にもたれかかっており, 不安定な姿勢をしている。この巨礫の底は, 生きている石灰藻やムカデガイで覆われており, これらは巨礫が長期間その姿勢だったことを示す。小さいサイズで不安定な姿勢にもかかわらず, ここ数世紀には礫を動かす嵐はなかった。

ほかの大きな巨礫には, 死んだ 10-20 cm の厚さのムカデガイの貝殻層が固着しており, 少なくとも海拔 8 m までの海岸の斜面にある。我々はこれらの巨礫が後期完新世に定置し, そのイベントの前には, 生物由来の構築物が発達するほど長い間, 前浜にあったと結論付けた。破壊の後, 前浜ではムカデガイの殻が再び同じ大きさまで成長するために十分な時間が過ぎた。

水に浸かった轍はムカデガイで覆われており(Fig. 4, Bを参照), 強い嵐でさえもそれらを破壊できないことを示す. その理由は, 水域が浅いので(数百 m 沖でも 3 m 未満), 嵐の時でも弱い波しか来ないからである. 水深が波の高さの 1.28 倍より浅い場合, 波は砕けるので, この場所に沿った嵐の波は約 3 m 以上の高さにはならず, 巨礫を重力に逆らって岸边へ運んだりひっくり返すには小さすぎる. したがって, 巨礫を運んだ波は津波としか考えられない.

北西へ向かうと, 植生分布限界のラインが海拔 14 m の海岸段丘を横切る. 新たな植生が育つための植生も土壌もない. さらに, この段丘と内陸の巨礫から, 円磨された小石を含む砂, 貝の破片といくらかの保存された腹足類(カサガイ, イモガイ)がある. 移動した巨礫に固着した貝やムカデガイの殻の年代測定から, 1110±40 yrs BP, 950±40 yrs BP, 1070±50 yrs BP という結果が得られた(Table 1). したがって, 我々は津波が沿岸を襲ったのはおよそ西暦 1300 年であると結論付けた. この津波はおそらく西暦 1303 年の, 地中海東部, ロードス島からクレタ島, エジプト北部, ペロポネソス半島まで影響を与えた大地震によるもので, 地元では津波を引き起こしたとして知られている(Amraseys, 1962; Soloviev, 1990; Papazachos and Papazachou, 1997; Soloviev et al., 2000; Vött et al., 2006).

プンタ岬の東側へ向かうと, 2 km の長さの細い砂のバリアーが Vilafia ラグーンと海を隔てている. 高解像度 CORONA 衛星写真(USGS, 1979)によると, いくつかの山形の構造がバリアーからラグーンへ走っており, その縦軸は北北西-南南東である. これらの山形は沿岸部分がオーバーウォッシュ, あるいはバリアーを切るほど激しい流水イベントの影響を受けたことを示す. 振動式コア ELA 1 (N36°31.163', E22°59.234')はプンタ岬の東 700 m の, ラグーンの岸に近い湿地で掘られた(Fig. 6). ELA 1 の基底には, おそらく風成岩の堆積物(現在の平均海面下 3.80-2.50 m), その上部(現在の平均海面下 2.50-2.17 m)は古土壌の特徴を示す. 古土壌は粘土質シルトからなる灰色のラグーンの泥によって覆われ(現在の平均海面下 2.17-1.98 m), 泥は大量の汽水性の大型動物相を含む. ラグーンのユニットの上部(現在の平均海面下 1.98-1.92 m)は, 砂質で, 軟体動物の破片やたくさんの海藻の遺骸を含み, かなりかき乱されていると思われる. 泥層の上位には突然, 淘汰度の低い茶灰色シルト質砂(現在の平均海面下 1.92-0.60 m)が重なり, その境界は明瞭である. シルト質砂は多くの海生軟体動物の破片を含む. 砂のユニットには弱いラミナが見られる. この層の上には, 淘汰度のかなり良い暗灰色の中粒~粗粒砂(海拔 0.60-0.05 m)がある. 断面図の一番

上の部分(海拔 0.07-0.13 m)は最近の湿地環境で堆積した砂質シルトによって構成される。

我々は ELA 1 断面図を次のように解釈する。海水準の相対的上昇により、海進によるラグーン  
の泥は風成岩と古土壌を覆った。これは、その時の海岸線が海側にあり、バリアー・ラグーンシ  
ステムの一部だったことを示唆する。ラグーンの静穏な堆積環境はほんの少しの時間しか続かず、  
突然、ラグーンの堆積物をかき乱し、侵食さえ起こしうる高エネルギーイベントに見舞われた。  
その後、ラグーン的环境には戻らなかった。我々は ELA 1 の二つの砂層は津波に由来すると推測  
する。淘汰度の低い下位層(津波堆積物 I, Fig. 6)と淘汰度の高い上位層(津波堆積物 II, Fig. 6)は  
エラフォニソスチャネルを横断して津波が侵入したことによる。スカラ岬の近くで見つかった「移  
動した極めて大きな岩」とは別に、ELA 1 のコアから、ペロポネソス南部で、厚い津波堆積物の  
堆積学的証拠が初めて見つかった。類似の異地性の砂層は、近年世界の多くの場所で記載されて  
いる(更なる参考文献は、Vött et al., in press を参照)。

ラグーン堆積物とその上位の海面下 1.98 m にある高エネルギーな営力による砂層との間の変  
わり目で見つかった木片は西暦 134-380 年という、較正年代が得られた(Table 1 の ELA 1/7+ H  
の試料, 表 1 を参照)。年代決定した試料が、高エネルギーの流れによって再堆積して本来より古  
い値を示していない—したがって単純に最小の年代となる—と仮定すると、イベントがラグーン  
を襲ったのは西暦 134-380 年(津波イベントの最古または最新の年代)かそれ以降であることが示  
される。しかし、ELA 1 によって分かったイベントの正確なタイミングは、ラグーンの堆積物が  
高エネルギーな波によってどのくらい侵食されたかに依存する。ELA 1 の振動式コアが実際にス  
カラ岬の西部で見つかったものより古いイベントを示しているならば、更なる年代決定が必要で  
ある。

### 3.2. アルカンゲロス

アルカンゲロスはラコニア半島南東部(ラコニア湾の東海岸)の西海岸、小さな Xilis 半島の南に  
位置する小さな海岸沿いの村である。アルカンゲロス岬(Fig. 2, C)と呼ばれる細い岩場の岬は高  
さ 9 m, 幅数百 m, 長さ約 1 km で北西方向にまっすぐ海へ張り出している。開けた南西側の海  
は、多くの地震を引き起こすヘレニック海溝に面し、内陸 200 m, 海拔 7-8 m の斜面まで石灰岩  
の基底の上に、巨礫が散在あるいは互いに接触して集まっている(Fig. 7)。そのうちの最大のもの

は、非常に浅い水深の海岸にあり、重さは約 20 トン、もう一つは約 25 トンであった。南へ行くと、より孤立した巨礫と巨礫の集まりがあり、そのうちのいくつかは明瞭なインブリケーションを示す。それらのうちいくつかは、二枚貝によってあけられた穴を持つ(Fig. 7)。採取した二枚貝の AMS 年代は  $550 \pm 40$  yrs BP で西暦 1670-1880 年という年代を示した。

いくつかの目録には、およそ西暦 1650 年から 1900 年の間にペロポネソス半島南部とそれに隣接するキティラ島に影響を与えた地震が数多く記録されている。これらの地震の一部は地域的な津波イベントを伴ない、例えば、1750 年、1791 年、1795 年、1842 年、1862 年、1866 年、1867 年、1899 年に起きたものなどである(たとえば、Ambraseys 1962; Antonopoulos 1979; Soloviev 1990; Papazachos and Papazachou 1997; Soloviev et al., 2000; Tinti et al., 2005)。これらのイベントのうちの一つがアルカンゲロスで見つけた高エネルギー堆積物を形成したと考えられる。しかしながら、堆積物の年代をより限定するには更なる年代決定が必要である。

### 3.3. Porto Gatea

メッシニア湾の東海岸に沿って、そこはマニ半島の西海岸に当たるが、非常に高いがけや隆起した海岸段丘の階段状地形が山脈のふもとに発達する。堆積物を保存するのに適した数少ないサイトのうち一つは、Porto Gatea (Fig. 2, B を参照)の傾斜した荒い岩石海岸である。前期更新世の風成岩に覆われた中生代の石灰岩は、植生の無いむき出しの場所(海拔 5 m までの)になっている。風成岩の基底や内部、下にある石灰岩との境界で、軟体動物や腹足類が最終間氷期からの海水準 (Kelletat and Gassert, 1975 と比較)を示し、それは現在の海面から少なくとも 10 m は隆起した。孤立した巨礫—最大のもの 20-40 トン—は潮上帯に散在し、明らかに斜面を上り、露頭あるいはより高い場所から落ちてきたものではない。これらの巨礫は生物侵食によって凸凹になった面の上面にのり、深いロックプールの間あるいは、潮上帯より高い部分でバランスを取る。そこではカルスト溶解による深い亀裂を作る通常のカルストの特徴が生物侵食よりも優占する。これらの深く古いカルストの地形とは対照的に、巨礫の表面には深さ 1 mm、長さ 20 cm の非常に小さなカレンがあり、(ほぼ)最近に堆積したものだということを示す。さらに高いところ(海拔 10 m まで)、海から 100 m 離れた所では、巨礫は局所的に長さ 50 m、高さ 0.5-1 m の集まりを内陸側に形成する。海浜の、あるいは海生生物は見つからなかったが、二枚貝のあけた穴がある。すべてを踏まえて、巨

礫は数百年前に定置したと考えられる。

### 3.4. ピュロス

ピュロス(Fig. 2, A)という港町よりも北に、三つの細長い島が開けた海岸に平行に並ぶ。最も長い島(スファクテリア)の北にある小さなピュロス島(パレオカストロやアバリノとも呼ばれる)と、その北にある島には岩場の露頭に小さな割れ目がある。これらの二つの島は弓なりのデューンバリアーでつながっている。島の海側の斜面で、我々は潮上帯まで及ぶ植生の無い場所を見つけることが出来る。我々は、それらを沿岸における高エネルギーインパクトの結果と解釈する。このインパクトにより、我々は津波の活動によって土壌と植生が除去されて石灰岩の基盤が出ていると考える。残念ながら、このイベントを記録したピュロスの歴史的記録もなく、異地性の津波堆積物も見つけることは出来なかった。このように、更なる研究には地形学的、堆積学的証拠の発見が必要である。しかしながら、ピュロスでの発見は、Kelletat and Schellmann (2002)によって記載されたキプロスの津波堆積物や Sceffers and Kelletat (2005)によって記載されたポルトガルのテグスエスチュアリー北部の津波堆積物や津波による植生分布の限界は似ている。

## 4. 結論

本論文は、ペロポネソス南部で記載された津波の陸上での証拠の初めてのものである。エラフォニソス島の近くでは、場所によってインブリケーションを示し、年代の異なるロックプールが見られる、移動した巨礫が、ラコニア湾での西暦約 1300 年に起きた強い津波インパクトを示し、この津波はヘレニック海溝の動きから生じた。おそらく、これはクレタ島で西暦 1303 年に起きた大地震の痕跡だろう。さらなる津波の証拠として、植生分布限界や移動したムカデガイの殻、巨礫、岸辺で侵食された貝や海洋性の堆積物などがピュロス、Porto Gatea、アルカンゲロスなどの地域の沿岸で見つかった。沿岸環境の巨礫はすべて、海側から陸側へ動いており、その場所の地形に基づくと、より高い所から供給されたわけではない。我々の結論は、上で述べたほかの津波による特徴と、高い嵐の波のエネルギーは浅い前浜では海岸線にたどり着く前に砕け、エラフォニソス半島では海岸線まで数百 m あるという事実から、巨礫は強い嵐の波ではなく、津波によって動かされたということをサポートする。動かされた巨礫のサイズと運搬した波の高さとを関連させるための物理



学的方程式がこれまで Nott (2003)によって提案されている。彼は立方体あるいは板状の約 20 トンの礫を転動するには 20 m 以上の波の高さを必要とし、その規模の波は地中海では嵐では生じないことを見出した。

最近の地中海についてのいくつかの研究(Mastronuzzi and Sanso 2000, 2004; Kelletat et al., 2005; Mastronuzzi et al., 2006, 2007; Monaco et al., 2006; Scheffers 2006a, b; Scheffers and Scaffers 2007; Vött et al., 2006, 2007a, b; Scicchitano et al., 2007, Fig. 1 も比較)では、岸辺で津波由来の礫を報告している。いくつかのサイトでは、研究者がこれらの堆積物を調査地で観測された最も激しい嵐によるものと比較した。例えば、Bartel and Kelletat (2003)では、2001年12月の嵐では Mallorca の海岸を 9 m の波が襲ったが、最大で 3 トンの礫を運ぶだけだった。Mastronuzzi et al. (2006, 2007)は、Apulia で嵐の波では 2.5 トンよりも重い礫を運ぶことは出来ないと述べており、Scicchitano et al. (2007)は砕けた波が海岸線に沿って最大 9 m に到達するが 1.66 トンの古い津波石を 3 m しか動かさないことを引用した。

ラコニア湾で、我々は海岸線近くの地層で採取した振動式コア中に津波の遡上の地形学的証拠を見つけた。プンタ岬では、我々は 2 m 以上の厚さの津波堆積物を見つけ、それは西暦 134-380 年の間かあるいは西暦 380 年以後に堆積した。しかし、この堆積物が西暦約 1300 年にスカラ岬を襲った津波によるかもしれない。

ペロポネソス半島の海岸で礫を陸側へ動かす大きな津波イベントの絶対年代は、歴史記録には散発的である(Table 1)。しかしながら、我々は、おそらく津波は古代の沿岸の構造物に影響を与えたか、あるいは考古学的な遺跡を水の上や水の中に追いやってしまったと結論付けた。したがって、Flemming (1968a, b, 1972, 1978), Kraft et al. (1977), Vött et al. (2006, 2007a, b)などによってなされた信頼できる考古学的調査と陸上の景観の復元に基づいて、地質・考古学的方法と歴史的記録と、海岸発達、ネオテクトニクス、海水準変動、気候変動、激しいイベントによるインパクトを考え合わせて、ペロポネソス半島の複雑な海岸発達についてのより良い理解を得るために研究すべきである。

(北村晃寿・坂本優衣)