

1872年浜田地震による石見畳ヶ浦の波食棚隆起可能性の 検討：タフォニの分布と形成期間に基づく一考察

小暮哲也¹・佐々木宏太²・仲 優太郎³・小花和宏之⁴

Investigation of Possible Uplift of the Wave-cut Bench at Iwami-tatamigaura, Shimane, Japan, Caused by the 1872 Hamada Earthquake: A Discussion based on the Distribution and Duration of Tafoni Growth

Tetsuya KOGURE¹, Kota SASAKI², Yutaro NAKA³ and Hiroyuki OBANAWA⁴

Abstract

The Hamada earthquake of 1872 was a big natural disaster in the San'in region that caused 536 casualties. Some of earlier researches suggested that the wave-cut bench at Iwami-tatamigaura, was uplifted during that event. The surface of the bench is characterized by linear arrangements of calcareous concretions which are described as oblate ellipsoids with height, major axis and minor axis of around 30, 50 and 40 cm, respectively. Tafoni (singular tafone), which are produced by salt weathering processes, develop on the surface of the calcareous concretions. Tafone depth can be described as a function of time, providing a measure of the duration during which individual concretions are exposed to salt weathering. The time of tafoni formation will therefore be equal to the exposure of the bench to subaerial conditions, because salt weathering never happens in a submarine environment.

Tafoni depths were measured to calculate the period of tafoni formation, to discuss possible uplift of the bench during the 1872 Hamada Earthquake. An equation proposed by Sunamura and Aoki (2011) was used to calculate the formation period of tafoni. The

2018年9月14日受付, 2019年4月11日受理

¹ 島根大学学術研究院環境システム科学系地球科学コース

¹ Geoscience Course, Institute of Environmental Systems Science, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue, Shimane, 690-8504, Japan

² 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 (現株式会社昭和測量設計事務所)

² Department of Geoscience, Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue, Shimane, 690-8504, Japan (Currently, Showa Sokuryo Sekkei Co., Ltd.)

³ 島根大学大学院総合理工学研究科地球資源環境学領域 (現復建調査設計株式会社)

³ Department of Geoscience, Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue, Shimane, 690-8504, Japan (Currently, Fukken Co., Ltd.)

⁴ 千葉大学環境リモートセンシング研究センター (現国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構)

⁴ Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba-shi, Japan (Currently, National Agriculture and Food Research Organization)

tafoni depths were substituted into the equation together with physical and mechanical properties of the concretions. The relationship between altitudes of concretions and tafoni depths on their surface was also investigated to discuss local uplift or subsidence of the bench. The measurements from Iwami-tatamigaura were compared with those from a proxy site for undisturbed tafoni growth, providing a calibrated vertical profile of tafone depth from a comparable environment.

Results show that the duration for tafoni formation is calculated to be *ca.* 5,000 ~ 7,000 years, indicating that the tafoni formation started during the Jomon transgression. The maximum rate for tafone formation is estimated to be $5.9 \times 10^{-3} \text{ mm yr}^{-1}$ at Iwami-tatamigaura, resulting in the maximum tafone depth to be 0.88 mm that can be formed for 150 years since the occurrence of the 1872 Hamada Earthquake to the present moment. This depth is much smaller than the actual measured depths. The comparison of the vertical distribution of tafone depth, which is defined as the relationship between normalized tafone depth (the ratio of tafone depth to the maximum depth measured in this study) and its normalized altitude (altitude of a tafone divided by mean high water level), showed similar vertical profiles between Iwami-tatamigaura and the proxy site. These results indicate that the 1872 Hamada Earthquake caused no particular uplift or subsidence of the wave-cut bench at Iwami-tatamigaura.

Key words: *Iwami-tatamigaura, wave-cut bench, uplift, 1872 Hamada Earthquake, tafone depth*

1. はじめに

1872年3月14日に鳥根県西部で発生した浜田地震は、有史以来山陰地方にきわめて大きな被害をもたらした地震の一つである。地震の規模はマグニチュード 7.1 ± 0.2 であり、震源断層は未確認ながら浜田市の北約 28 km の海底とされる（宇佐美, 1996, pp. 165-171）。この地震により、浜田市や出雲市を中心に、死者 536 人、全壊家屋 4049 軒の被害が発生した（今村, 1913）。したがって、浜田地震による地表面変動の特徴の解明は、同規模の地震発生時の被害予測など、学術面だけでなく防災面においても重要である。

浜田地震時に発生したと考えられる顕著な地表面変動の一つに、浜田市北部に位置し 1932 年に国の天然記念物に指定された石見畳ヶ浦の隆起が挙げられる。石見畳ヶ浦は、千畳敷と呼ばれる広大な波食棚で知られる景勝地である。この波食棚について、浜田地震による隆起の有無が議論されてきた（たとえば、今村, 1913；藤森ほか, 1990；平坂・化石微地形探究グループ, 2004；渡辺, 2008）。現時点では、石見畳ヶ浦周辺の植生分布や潮位観察から浜田地震による隆起を誤りとする説（渡辺, 2008）や、浜田地震以前に描かれた石見畳ヶ浦の絵図と現在の畳ヶ浦の様子を比較し、石見畳ヶ浦では傾動性を有した部分的な隆起・沈降が生じたとする説（平坂・化石微地形探究グループ, 2004）などがあり、浜田地震による波食棚全体の海面上への隆起の可能性は否定されつつある。

石見畳ヶ浦の波食棚および波食棚上に露出する石灰質ノジュールの表面には、塩類風化によるタフォニが発達する。タフォニの深さは、波食棚の離水後の経過時間により変化する。したがって、タフォニ深さからその形成期間を算出すれば、波食棚の離水時期をお

およそ推定できる。タフォニ深さと形成期間の関係は線形ではなく、タフォニは形成初期に大きく成長し、深さは時間経過とともに一定値に収束する（たとえば Matsukura and Matsuoka, 1991; Sunamura and Aoki, 2011）。Sunamura and Aoki (2011) は、タフォニ深さ-形成期間の関係を表すモデルを提案し、波浪を直接受ける場所、海水飛沫を受ける場所、そして内陸の砂漠、と異なる風化環境下で形成されたタフォニへの適用可能性を示した。石見畳ヶ浦の波食棚は大部分が潮間帯～潮上帯（上記、海水飛沫を受ける場所）に位置するためこのモデルを適用でき、タフォニの形成期間を算出できる可能性がある。

近年、タフォニを利用して石見畳ヶ浦の波食棚形成に与える風化および波浪侵食の影響が議論され、一様に見える石見畳ヶ浦の波食棚の中で、微地形の形成プロセスが局所的に異なることが示された（仲・小暮, 2017）。また、波食棚構成岩石およびノジュールを用いた物理・力学試験により、ノジュールは炭酸塩の膠着作用により砂岩に比ベ密度と強度が大きく風化しにくいこと、また、岩石の採取場所により物性が変化することがわかった（小暮ほか, 2019）。そこで本研究では、Sunamura and Aoki (2011) のモデルにこれらの研究で得られたデータを代入してタフォニの形成年代を算出し、浜田地震による石見畳ヶ浦の波食棚の隆起あるいは部分隆起の可能性について検討する。

2. 調査地域および調査対象

2.1. 地質および地形の概要

島根県浜田市北東部に位置する石見畳ヶ浦（Fig. 1）は中部中新統唐鐘累層中の畳ヶ浦砂岩部層に相当する（大久保, 1982; 中条ほか, 1993）。唐鐘累層は始新統～漸新統の国府火山岩類（今岡ほか, 1990）を不整合に覆い、鮮新統～更新統の都野津層、更新統の国分層に不整合に覆われる。唐鐘累層は下位より唐鐘川泥岩部層、姉ヶ浜砂岩部層、金周布礫岩砂岩部層、畳ヶ浦砂岩部層に区分されており、全体的に北東-南西方向の走向で、北西（海側）に 5° ～ 15° 傾斜する同斜構造を示す（中条ほか, 1993）。畳ヶ浦砂岩部層の下位はほぼ塊状の細粒～中粒の砂岩からなり、ごく少量の細礫～中礫が散在する。本部層上部は細粒砂岩を主体として上方に泥質砂岩が卓越する（中条ほか, 1993）。

波食棚にはいくつかの断層が発達し、断層と同時期に形成された複数の節理が発達する（瀬戸ほか, 1999）。断層破碎帯の幅は最大で2～3 mである。断層は西から順に第2馬の背断層（F2）、第1馬の背断層（F1）、めがね橋断層（F3）、金周布断層（F4）と呼ばれる（Fig. 1）。F3とF4の間にも断層があるが、大久保（1982）ではこの断層には名前がつかないため、本稿ではF5とした（Fig. 1）。仲・小暮（2017）は、波食棚における局所的な波浪侵食と塩類風化の影響を調べるために、畳ヶ浦を1）馬の背を除く第1馬の背断層（F1）より西側の部分（Area A）、2）第1馬の背断層（F1）の東側の中央部分（Area B）、3）調査範囲の南側の部分（Area C）の3つに分けた（Fig. 1）。小暮ほか（2019）は、Area Bの北東に位置しノジュールが露出する場所をさらにArea Dとした（Fig. 1）。ノ

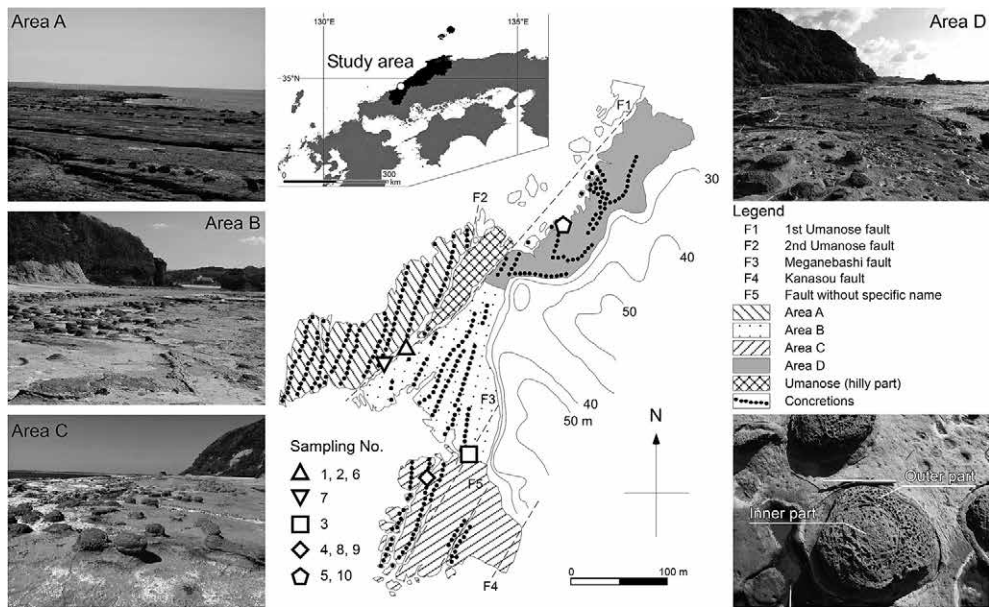


Fig. 1. Map of Iwami-tatamigaura and views of the wave-cut bench and the calcareous concretions. The map was modified after Okubo (1982) and the concretions were numbered based on the work of Takahashi et al. (2008).

ジュール列は11層準に確認されており、下位よりN1, N2, …N11と呼ばれる(大久保, 1982)。高橋ほか(2008)はジュールの列順を再検討し、その結果、以前の列順(大久保, 1982)が一部修正された。本研究では、修正された列順にならう。上述した通り、豊ヶ浦砂岩部層は海側に傾斜しており、波食棚の海側ほど上位の新しい層準が露出する。化石群集を用いた堆積相区分(高橋ほか, 2008)によれば、Area A～Dの中で最も古い層準はN1を含み、その堆積環境は内湾的下部外浜～内湾の内側陸棚である。また、N2およびN3を含む層準の堆積環境は開放的内側陸棚とされる。この堆積相区分による層準の分類はN1～N3に限られ、N4以降の層準の堆積環境は不明である。以下、本文中では「ジュール」と表記するが、英文中では成因を表すconcretionと表記する。

波食棚の凹凸を把握するため、2015年11月28, 29日にUAV(DJI Phantom 3)を用いて写真測量をした。撮影画像を写真測量ソフト(Agisoft PhotoScan Professional)で処理し作成された数値表層モデルをFig. 2に示す。カラースケールの数値は図中の最高点と最低点の中間を基準とした比高であり、標高とは無関係である。波食棚は平坦に見えるが、実際には「馬の背」付近を最深部としたすり鉢状構造である。

2.2. 砂岩およびジュールの物理・力学的性質

小暮ほか(2019)は、波食棚に露出する岩石の堆積当時の環境の違いが岩石物性に違いをもたらす可能性を考慮し、Area A～D全てから採取した岩石を用いて物理・力学試験を行った。その結果、ジュールの強度は砂岩の2～5倍程度大きいことがわかった。砂

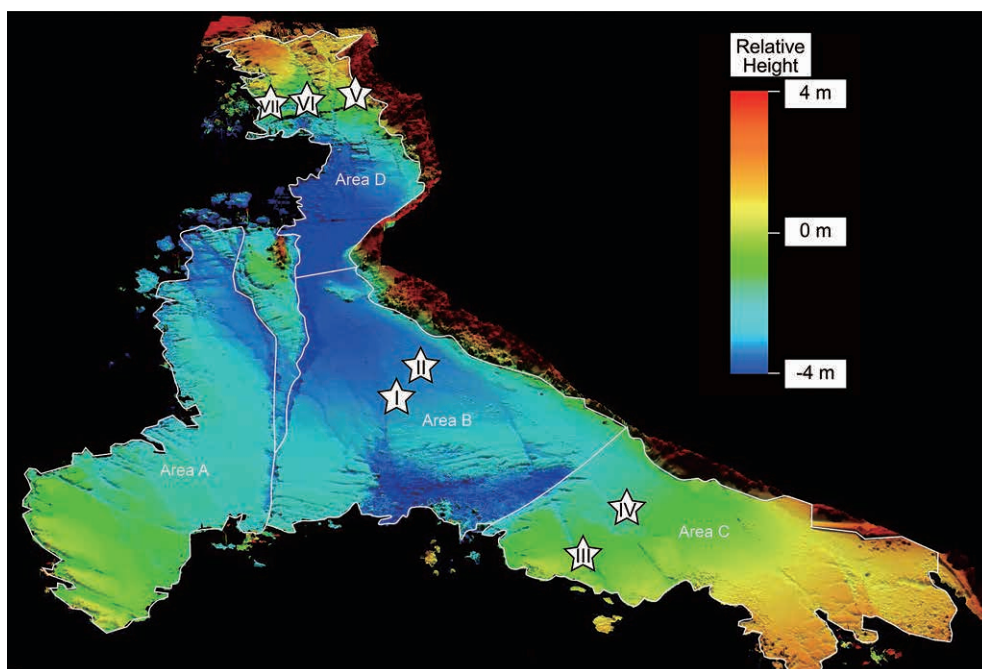


Fig. 2. Bird's eye view of Iwami-tatamigaura developed with a digital surface model.

岩およびノジュールの物理・力学的性質はマトリックスを充填する炭酸塩の量あるいは有無に支配される。それ自体が化石を多く含むノジュールには化石から溶出したカルシウムが供給されるため、炭酸塩量が多く砂岩に比べ高密度（低間隙率）・高強度である。また、砂岩の物性には地域性が見られた。すなわち、下位の層準から採取された Area D の砂岩は、上位の層準に含まれる Area A～C の砂岩に比べ炭酸塩量が多く高密度・高強度である。一方、ノジュールの物性には地域性が見られなかった。また、Matsukura and Matsuoka (1996) により提案された易風化指数 (WSI: weathering susceptibility index) を、Sunamura et al. (2007) が考案した簡易手法（間隙率/引張強度）により計算したところ、砂岩はノジュールに比べ風化しやすいことがわかった。小暮ほか (2019) による物理・力学試験の結果を Table 1 に示す。

3. Sunamura and Aoki (2011) によるタフォニ深さの経時変化予測モデル

3.1. タフォニ深さと形成期間の関係

Sunamura and Aoki (2011) は、タフォニ深さ Z と形成期間 t について以下の関係式を提案した (Sunamura and Aoki, 2011, Eq. 4) :

$$Z = Z_c [1 - (n + 1) \exp(-\beta t) + n \exp(-(1 + 1/n) \beta t)] \quad (1)$$

Table 1. Physical and mechanical properties of sandstone and concretions at Iwami-tatamigaura (Kogure et al., 2019).

| Type | Block No. | Area | Dry density Mg/cm ³ | Porosity, k % | V_p km/s | S_c MPa | S_i MPa | WSI MPa ⁻¹ |
|------------------------|-----------|------|-----------------------------------|--------------------|---------------|--------------------|--------------------|--------------------------|
| <i>Sandstone</i> | | | | | | | | |
| <i>(Wave-cutbench)</i> | 1 | A | 2.21 | 1.24×10^1 | 2.24 | – | 2.38×10^0 | 5.2×10^{-2} |
| | 2 | A | – | – | – | 1.81×10^1 | – | – |
| | 3 | B | 2.20 | 1.37×10^1 | 2.99 | 2.67×10^1 | 2.06×10^0 | 6.7×10^{-2} |
| | 4 | C | 2.22 | 1.49×10^1 | 2.30 | 1.47×10^1 | 1.95×10^0 | 7.6×10^{-2} |
| | 5 | D | 2.16 | 1.06×10^1 | 2.53 | 1.93×10^1 | 5.01×10^0 | 2.1×10^{-2} |
| <i>Concretion</i> | | | | | | | | |
| | 6 | A | 2.57 | 3.21×10^0 | 4.63 | – | 7.02×10^0 | 4.6×10^{-3} |
| | 7 | A | 2.57 | 2.77×10^0 | 4.58 | 1.00×10^2 | 10.0×10^1 | 2.8×10^{-3} |
| | 8 | C | 2.50 | 4.82×10^0 | 4.05 | 1.17×10^2 | 7.32×10^0 | 6.6×10^{-3} |
| | 9 | C | 2.58 | 2.40×10^0 | 4.57 | 1.28×10^2 | 10.2×10^1 | 2.4×10^{-3} |
| | 10 | D | 2.50 | 3.98×10^0 | 3.69 | 5.69×10^1 | 5.98×10^0 | 6.7×10^{-3} |

ここに、 Z_c はタフォニ深さの極限值（形成期間が無限大の時の Z ）、 $n (> 0)$ は無次元定数、 $\beta (> 0)$ は T^{-1} の次元を持つ定数である。 Z と t のデータを 2 組以上プロットし、それらに対し式 (1) を用いて最適な近似曲線を描くと、 Z_c 、 n および β を得る。 Sunamura and Aoki (2011) は、風化環境が異なる以下の場所より得られた Z と t のデータに対し式 (1) を適用した：①常に海水飛沫や碎波を受け、時間帯によっては波が直接覆う潮上帯のデータとして宮崎県宮崎市青島 (Takahashi et al., 1994; Aoki and Matsukura, 2007)、②常に塩分に富んだ空気に触れ、しばしば海水飛沫、碎波および波浪を受ける隆起波食棚上の海食崖のデータとして、千葉県南房総市野島崎、和歌山県西牟婁郡白浜町、新潟県佐渡市矢島・経島、同市長手岬（以上 Matsukura and Matsuoka, 1996）、③太平洋から約 1000 km 離れた内陸乾燥地の崖のデータとして、米国アリゾナ州北東部 (Norwick and Dexter, 2002)。以後、Sunamura and Aoki (2011) にならい、上記①～③の風化環境をそれぞれ潮上帯、海岸部および乾燥地と呼ぶ。また、Sunamura and Aoki (2011) による近似で得られた各場所におけるパラメータ等を Table 2 に示す (Sunamura and Aoki, 2011, Fig. II に加筆・修正)。Sunamura and Aoki (2011) は、それらのパラメータの大きさを比較し、各環境における風化の特徴を議論した。

3.2. 本研究への適用

本研究の目的は、石見畳ヶ浦の波食棚あるいはノジュール表面に発達するタフォニの形成期間の算出である。そのためには、あらかじめ石見畳ヶ浦のタフォニを用いて決定された Z_c 、 n および β を持つ式 (1) を要する。しかし、石見畳ヶ浦にはタフォニが発達する波食棚は一段のみであり、その離水時期も不明である。したがって、石見畳ヶ浦については式 (1) を用いた近似により各パラメータを取得できない。そこで本研究では、Sunamura and Aoki (2011) で示された各パラメータ同士の相関性を利用し、石見畳ヶ浦における各パラメータの間接的な算出を試みる。

Table 2. Site descriptions and parameters on tafone growth in Sunamura and Aoki (2011) and present study.

| Location | Environment | Lithology | β yr ⁻¹ | k | S_i MPa | k/S_i MPa ⁻¹ | $(dZ/dt)_{\max}$ mm yr ⁻¹ | n | Z_c mm | Z_{cp} mm |
|---|-----------------|-----------------------------------|-----------------------------|--------------|--------------|------------------------------|---|--------------|--------------|----------------|
| <i>Sunamura and Aoki (2011)</i> ^{1), 2)} | | | | | | | | | | |
| Aoshima | Supratidal zone | Sandstone (Pliocene) | 0.0350 | 0.086 | 7.24 | 0.012 | 8.2 | 0.010 | 245.0 | 209.4 |
| <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>0.0320</i> | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>5.4</i> | <i>0.010</i> | <i>175.0</i> | <i>209.4</i> |
| Nojima-zaki | Coastal site | Tuffaceous conglomerate (Miocene) | 0.00580 | 0.19 | 0.304 | 0.63 | 0.90 | 0.12 | 203.0 | 261.5 |
| Shirahama | <i>ditto</i> | Sandstone (Miocene) | 0.000380 | 0.11 | 2.84 | 0.039 | 0.060 | 0.18 | 223.0 | 280.6 |
| Keijima-yajima | <i>ditto</i> | Tuff (Miocene) | 0.00227 | 0.32 | 0.451 | 0.71 | 0.62 | 0.16 | 373.0 | 274.6 |
| Nagate-misaki | <i>ditto</i> | Tuff (Miocene) | 0.000420 | 0.28 | 3.63 | 0.077 | 0.13 | 0.23 | 457.0 | 294.1 |
| NEArizona(1) | Arid zone | Limestone (Permian) | 0.0000120 | - | - | - | 0.0028 | 0.58 | 422.0 | 357.7 |
| <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>0.00000890</i> | - | - | - | <i>0.00063</i> | <i>0.52</i> | <i>123.5</i> | <i>349.4</i> |
| NEArizona(2) | <i>ditto</i> | Sandstone (Triassic) | 0.0000177 | - | - | - | 0.0068 | 0.89 | 750.1 | 391.0 |
| <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | <i>0.0000285</i> | - | - | - | <i>0.0024</i> | <i>0.92</i> | <i>163.9</i> | <i>393.5</i> |
| <i>Present study</i> ³⁾ | | | | | | | | | | |
| Iwami-tatamigaura (Location I) | Coastal site | Calcareous concretion (Miocene) | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location II) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location III) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location IV) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location V) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location VI) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |
| Iwami-tatamigaura (Location VII) | <i>ditto</i> | <i>ditto</i> | 0.0000294 | 0.034 | 8.10 | 0.0042 | 0.0059 | 0.17 | - | 277.6 |

1) Data excluding Z_{cp} are from Sunamura and Aoki (2011).

2) Values in italics denote those obtained through the best-fit curve to the mean value of tafone depth.

3) Values of k and S_i were the mean value of those for concretions in Table 1 (Block No. 6-10).

Sunamura and Aoki (2011) によると、 n は風化環境により変化する定数とされ、その値は潮上帯で 0.010、海岸部で 0.12~0.23、乾燥地で 0.52~0.92 である。浜田市周辺の海水面は春~秋に高く（夏に最高）、秋~春に低い（冬に最低）、年間の平均潮位差は約 40 cm である（気象庁、2018a）。春~秋の高海水面期の満潮時にも、石見畳ヶ浦の波食棚の大部分は海面上であるが、一部は海面下となる。一方、秋~春の低海水面期の波食棚は、悪天候時を除けば潮位に関係なく海面上となり表面が乾燥する。高潮位時には碎波が波食棚を覆うが、Area A を遡上した碎波は第 1 馬の背断層に流入し、断層を超えた波浪の一部が Area B の波食棚を局所的に覆う（仲・小暮、2017）。このとき、馬の背が障壁となるため Area A から伝播する遡上波は Area B の北部には到達しない。碎波後の波のエネルギーは碎波時（最大値）より小さく、碎波後の移動距離の増加につれて低下する（Sunamura, 1992, p. 5~37）。また、Area C の沿岸で確認される波高は、回折時の位相

のズレによる波同士の弱めあいのため、Area A で確認できる波高より小さい（仲・小暮, 2017）。砕波後の移動距離の長さ、すなわち、波食棚の幅の広さも含め、こうした状況を Sunamura and Aoki (2011) の分類に当てはめると、石見畳ヶ浦の環境は「海岸部」に相当すると考えられる。したがって、ここでは石見畳ヶ浦における n の値を海岸部 4 か所の平均値である 0.17 (Table 2) とする。

定数 β は、岩石の物理・力学的性質や風化により弱くなった表面物質を剥離させる外力等を含む、タフォニ表面の後退プロセスに関連する変数の影響を反映したパラメータである (Sunamura and Aoki, 2011)。海岸部のタフォニについては、 β を算出する以下の式を利用できる (Sunamura and Aoki, 2011, Eq. 10 に Eq. 11 を代入)：

$$\beta = 0.0070 k/S_t \quad (2)$$

ここに、 k は間隙率、 S_t は引張強度 (MPa) であり、 k/S_t は Sunamura et al. (2007) が提案した簡易的に計算できる WSI である。係数は時間平均された外力 (MPa yr⁻¹) を表す。したがって、波食棚およびノジュールの k および S_t (小暮ほか, 2019) を用いて β を算出できる。

Z_c は、 n を用いて以下の式より計算される (Sunamura and Aoki, 2011, Eq. 7 に Eq. 11 を代入して整理)：

$$Z_c = 100/(n/(n+1))^n \quad (3)$$

上記の方法により、間接的ではあるものの石見畳ヶ浦の風化環境や岩石物性を反映した Z_c 、 n および β が得られる。これらを式 (1) に代入し、任意のタフォニ深さに対して形成期間を算出できる。

4. タフォニ形成期間

4.1. タフォニ深さの計測

石見畳ヶ浦の波食棚およびノジュールの物性を比較すると、ノジュールの強度がより大きくまた風化しにくい (小暮ほか, 2019)。したがって、タフォニの形状がより長期間保存されやすいと考えられるノジュールのタフォニ深さを計測した。可能な限り波浪侵食の影響を避けるため、Area A のノジュールを計測対象外とした。Area A を除く各 Area において破損していないノジュールが集中する地点を選び、I～VII とした (Fig. 2)。それぞれの地点におけるノジュール数は 5～8 であり、タフォニの合計数は 100～160 である。また、それぞれの地点の平均海面からの高さを測量した。

計測・測量結果を Table 3 に示す。ノジュールの物性には局所的な差が見られない (Table 1) にもかかわらず、タフォニ深さの平均値 Z_{mean} および上位 10% の平均値 Z_{10} は Area B と C において 9.29～10.7 mm および 16.2～20.2 mm、Area D において 9.17～

14.1 mm および 16.8~23.1 mm であり, Area D のタフォニ深さがやや大きかった. タフォニ深さと平均海面からの高さとの関係を Fig. 3 に示す. タフォニ深さは平均満潮位とほぼ同じ高さに位置する地点 VII において最大となり, 平均満潮位に近づくほど大きい. 平均水面より低ければ低いほど, また, 平均満潮位より高ければ高いほどタフォニ深さは小さくなる. これらは, ノジュール表面の乾きにくさや塩の供給量の少なさが原因と考えられる. このようなタフォニ深さと比高の関係は, 1951 年に竣工された九州本島と青島を繋ぐ弥生橋の橋脚に使われている砂岩ブロックにも見られる (青木・松倉, 2005). Fig. 4a

Table 3. Results of the measurement of tafoni formed on the surface of concrections.

| Location No. | Area | Altitude above MSL | Normalized height | Number of concrections | Number of tafoni | Z_{mean} | 2σ | $Z_{\text{mean}}/Z_{\text{meanmax}}$ | Z_{10} | t |
|--------------|------|--------------------|-------------------|------------------------|------------------|-------------------|-----------|--------------------------------------|----------|-------|
| | | m | | | | mm | | mm | mm | year |
| I | B | -0.11 | -0.38 | 7 | 130 | 9.53 | 5.36 | 0.67 | 20.2 | 6,170 |
| II | B | -0.11 | -0.38 | 8 | 110 | 9.87 | 6.29 | 0.70 | 17.8 | 5,700 |
| III | C | -0.21 | -0.72 | 8 | 160 | 9.29 | 5.11 | 0.66 | 16.2 | 5,380 |
| IV | C | 0.09 | 0.31 | 6 | 103 | 10.7 | 5.89 | 0.76 | 17.4 | 5,620 |
| V | D | 1.09 | 3.76 | 7 | 107 | 9.17 | 5.82 | 0.65 | 16.8 | 5,500 |
| VI | D | 0.59 | 2.03 | 5 | 100 | 12.6 | 9.56 | 0.89 | 22.9 | 6,670 |
| VII | D | 0.29 | 1.00 | 5 | 109 | 14.1 | 7.52 | 1.00 | 23.1 | 6,720 |

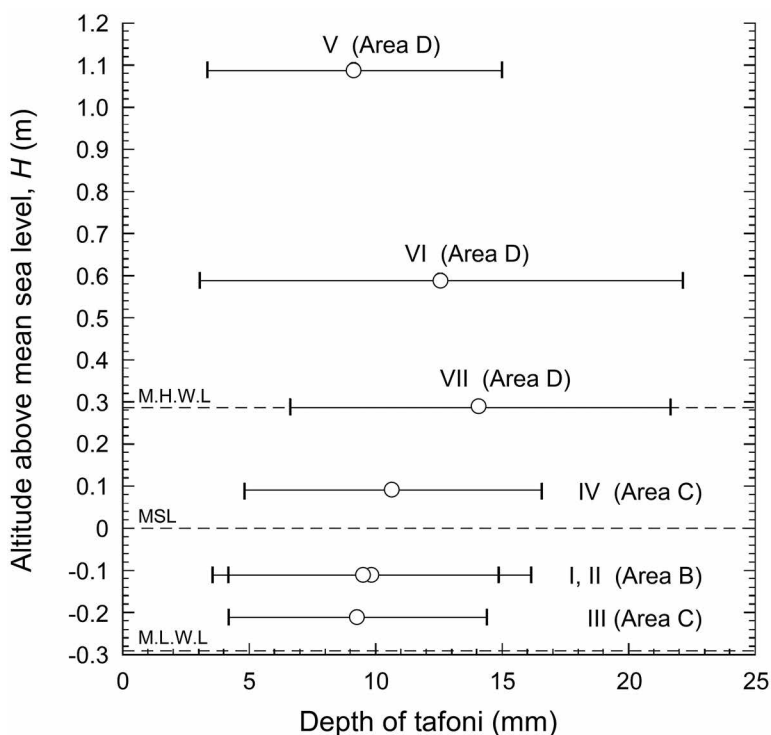


Fig. 3. Vertical distribution of averaged tafone depth at Iwami-tatamigaura. Horizontal bars show the range of $\pm 2\sigma$ of all measured tafone depth.

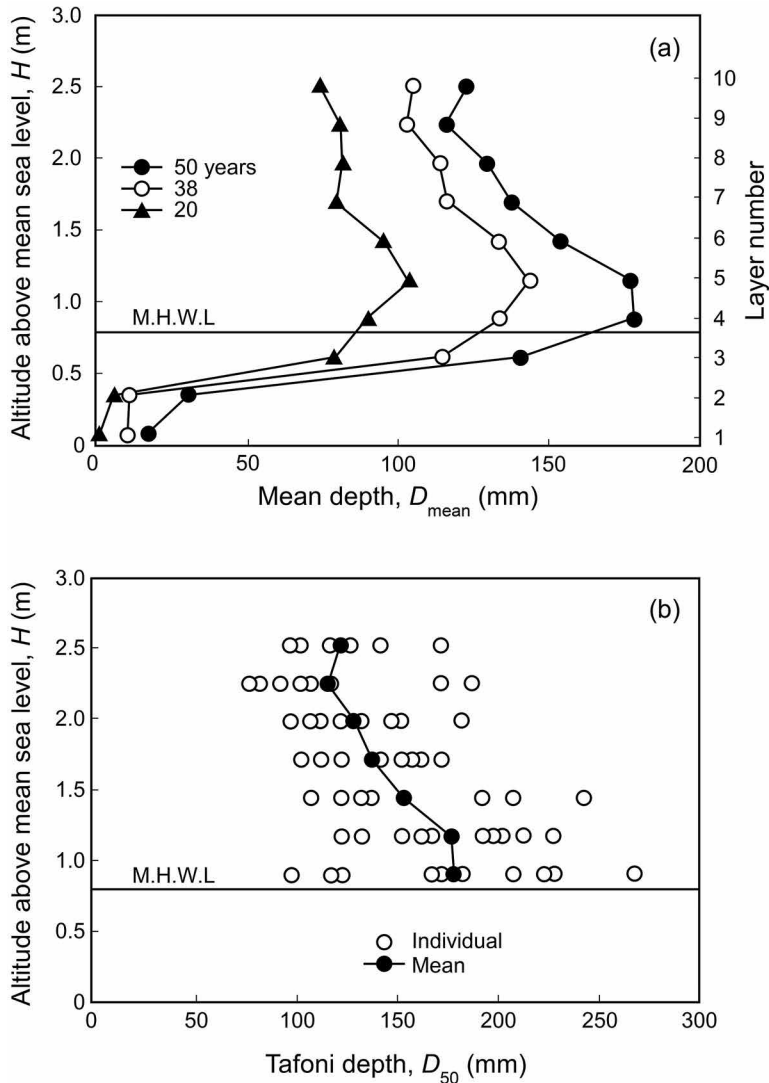


Fig. 4. Vertical distribution of D_{mean} on the pier surface of Yayoi Bridge in Aoshima, Miyazaki, Japan (Aoki and Matsukura, 2005): (a) for 20, 38 and 50 years since 1951, and (b) for 50 years with individual data above mean high water level.

は橋脚表面のタフォニ状のくぼみ深さ（平均値）の経年変化を示すが、石見壺ヶ浦同様、平均満潮位付近においてくぼみ深さが最大である。

個々のタフォニやくぼみ深さのばらつきは高さによらずきわめて大きい (Figs. 3 and 4b). とりわけ、風化環境（波浪、高度）および曝露期間が等しい弥生橋橋脚の各砂岩ブロックでさえ、くぼみ深さの最大値が最小値の2倍以上になるほどばらつく (Fig. 4b). そうしたばらつきの原因を解明するため、青木・松倉（2005）はエコーチップを用いて砂

岩表面の反発値を測定した。そして、反発値の大きさとくぼみ深さに負の相関を見出し、くぼみの原因となる要因が主に岩石強度（硬度）である可能性を示した。すなわち、強度が大きいほどくぼみ深さが小さい。したがって、石見畳ヶ浦のノジュールにおけるタフオニ深さのばらつきの原因も、化石濃集体であるノジュールの不均質性による局所的な強度の違いと考えられる。小暮ほか（2019）はノジュールから直径 5.0 cm 高さ 10 cm あるいは 5.0 cm の円柱供試体を作製して物理・力学試験を行った。これらの供試体には肉眼で観察可能なほど大きい貝等の化石が高密度で含まれており、きわめて不均質である。力学試験より得られる強度は、こうした不均質体の最弱部の強度である。したがって、式（2）による β の算出時には最弱部の S_1 が用いられるため、式（1）による t の算出時にも最弱部の Z の代入が適切である。ノジュールの最弱部では、タフオニ深さが最大となるはずである。本研究ではデータのばらつきも考慮し、各地点の Z_{10} をその地点の Z の最大値とみなして式（1）の Z に代入する。

4.2. タフオニ形成期間の算出

4.1で述べた通り、式（1）による t の算出時にはタフオニ深さの平均値でなく最大値を用いた議論が適切であると考えられる。Sunamura and Aoki（2011）によると、式（3）の導出にはタフオニ深さの平均値と最大値の両方のデータが用いられた。そこで、Sunamura and Aoki（2011）のデータからタフオニ深さの最大値のみを対象として近似式を改めて導出した。その結果、新たに次式を得た：

$$Z_{cp} = 200 / (n / (n + 1))^n \quad (4)$$

ここに、Sunamura and Aoki（2011）により得られた Z_c と区別するため、式（4）で得られる Z_c を Z_{cp} とする。式（4）の有効性を検証するため、Sunamura and Aoki（2011）による Z_c と、 Z_{cp} とを比較する。両者の関係をFig. 5に示す。Fig. 5中の矢印で示されたプロットはアリゾナ州北東部のタフオニのデータであるが、Sunamura and Aoki（2011）はこれらのデータが49,000年～500,000年前の露頭から得られており、後期更新世の気候変動の影響が含まれる可能性を指摘した。これらを除けば、日本の海岸で得られた Z_c - Z_{cp} の関係は多少のばらつきがあるものの1:1の直線にほぼ沿っており、石見畳ヶ浦についても式（4）を用いた Z_{cp} の算出は有効であると考えられる。そこで、式（4）に $n=0.17$ を代入し $Z_{cp}=277.6$ mmを得た。また、Table 1ではノジュール（Block No. 6～10）の物理・力学的性質の中でNo. 10の V_p 、 S_c 、 S_1 がNo. 6～9に比べ小さいものの、砂岩No. 1～5のデータとは区別できるため、 β の算出時にはNo. 6～10の k および S_1 の平均値（ $k=0.034$ および $S_1=8.10$ MPa）を式（2）に代入し、 $\beta=2.94 \times 10^{-5}$ を得た。ノジュール間の物性の差異は、形成時の環境の違いに起因すると考えられる。

これらのパラメータおよび各地点の Z_{10} （Table 3）を式（1）に代入したところ、 t は5,380～6,720年と算出された（Table 3）。この値は、浜田地震発生から現在（2019年）までの経過年数に比べ一桁大きい。

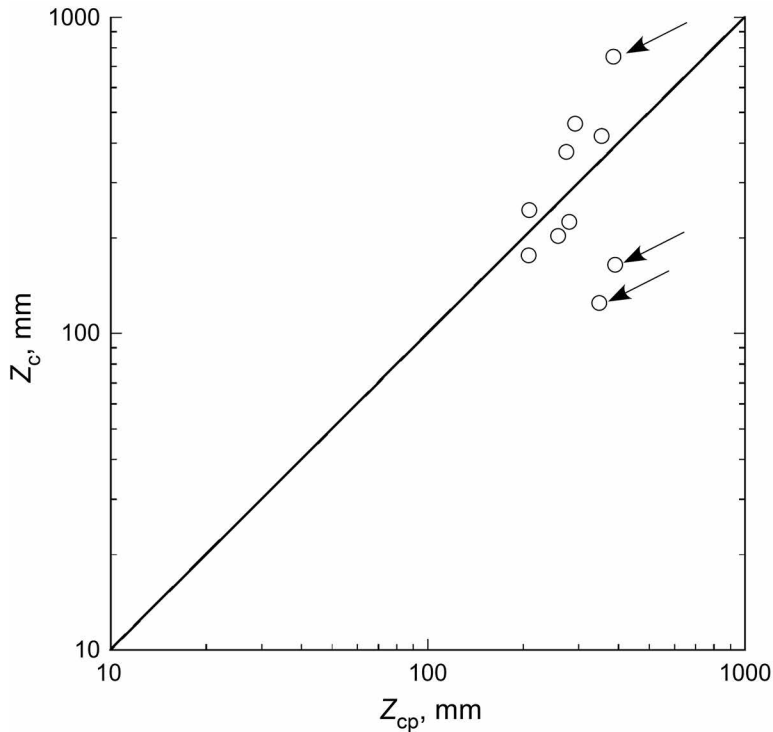


Fig. 5. Relationship between tafone depth calculated by Sunamura and Aoki (2011), Z_c , and that by present study, Z_{cp} . Arrows show the data obtained from NE Arizona (arid zone).

5. 浜田地震による波食棚の隆起可能性

5.1. タフォニ形成期間とタフォニ深さの鉛直分布からの検討

式 (1) により $t=5,380\sim 6,720$ 年と算出されたが、算出には多くの仮定が含まれるとともに、実際にはノジュールの岩石物性の個体差も形成されるタフォニの深さに影響する。したがって、これらの値を絶対的な値ではなく目安として考えることが適当と思われる。すると、石見畳ヶ浦のタフォニ形成期間は $5,000\sim 7,000$ 年程度であろう。すなわち、これらのタフォニは完新世に形成され始めたと考えられる。Fig. 6 は、海岸の侵食・堆積地形の測量や考古学調査に基づき作成された山陰地域における完新世の海面変化曲線である (豊島, 1978)。この曲線によれば、約 $7,000\sim 5,000$ 年前の時期は縄文海進ピークの前後に相当する。したがって、石見畳ヶ浦のノジュール表面のタフォニの中には、海面上昇期に相当する約 $7,000\sim 6,000$ 年前頃から形成され始めたものと、約 $6,000$ 年前の海進ピーク後の海面低下期に形成され始めたものがあると考えられる。海面上昇期に形成され始めたタフォニは、海進ピーク時の水没により成長が止まったあるいは成長速度が遅くなった可能性がある。以上より、波食棚が約 $7,000\sim 5,000$ 年前から現海面付近に位置したとすれば、

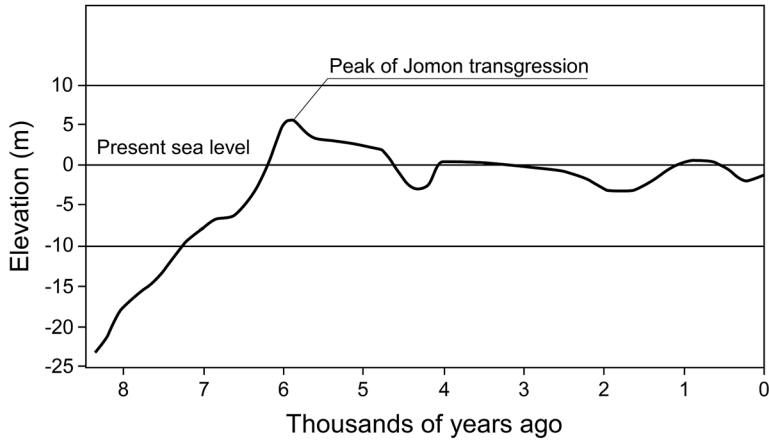


Fig. 6. Post-glacial sea level fluctuation along the San'in coast (modified after Toyoshima, 1978).

浜田地震発生前の1845年頃に描かれたと推測（永田ほか，2004）される「唐鐘浦より嘉久志浦迄浦絵図」には既に石見畳ヶ浦の大きな波食棚が見られる事実とも整合する。

2002年に発見された上記の絵図により，今村（1913）の報告以来事実として認識されていた，浜田地震による波食棚「全体」の隆起説は否定された。しかし，浜田地震時に波食棚の大部分は既に海面上にあり，浜田地震によって波食棚の「一部」が隆起した可能性は残る。もし波食棚の一部がある時期に隆起した場合，石見畳ヶ浦全域から得られるタフォニ深さの鉛直分布は，海面変化や隆起および沈降と無関係な弥生橋の橋脚から得られる分布と異なる可能性がある。そこで，平均潮位差が異なる両地域のタフォニ（くぼみ）深さの鉛直分布の特徴をより詳細に検討するため，高度とタフォニ（くぼみ）深さを正規化した。すなわち，縦軸には Fig. 3 と Fig. 4a の縦軸の値 H をそれぞれの地域における平均満潮位の平均海面からの高さ H_{MHWL} （石見畳ヶ浦 0.290 m（気象庁，2018b）；弥生橋橋脚 0.797 m（青木・松倉，2005））で割った値 H/H_{MHWL} を，横軸には Fig. 3 と Fig. 4a 中の各高さのタフォニ深さ Z_{mean} （弥生橋橋脚のデータには竣工後 50 年の値を使用）をそれらの中の最大値 $Z_{meanmax}$ （石見畳ヶ浦の地点 VII，弥生橋橋脚の 4 段目の値）で割った値 $Z_{mean}/Z_{meanmax}$ をプロットした（Fig. 7）。したがって，Fig. 7 の縦軸では -1 が平均干潮位，0 が平均海面，1 が平均満潮位を表す。Fig. 7 では，平均満潮位以上の場合，両地域の $Z_{mean}/Z_{meanmax}$ は近い場所にプロットされた。これは，正規化されたタフォニ深さの鉛直分布はその場所の干満差に支配される可能性を示唆する。しかし，平均満潮位以下では両地域のデータが大きく離れた場所にプロットされた。 $Z_{mean}/Z_{meanmax}$ は石見畳ヶ浦の地点 I ~ IV において約 0.65~0.8 であり，弥生橋橋脚 1，2 段目において約 0.1~0.2 である。青木・松倉（2005）によれば，弥生橋橋脚 1，2 段目では，砂岩塊の表面がほとんどへこんでおらず竣工当時の表面状態が保持されているように見えるという。弥生橋の竣工後約 50 年間に平均海面の急激な変化が無いことを考慮すると，海面が一定であれば平均海面付近に

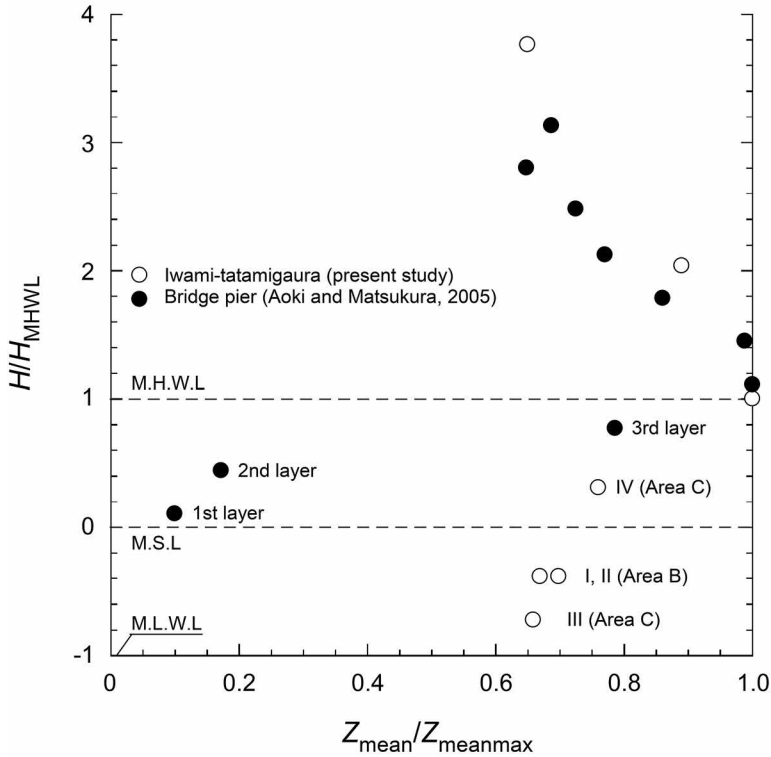


Fig. 7. Relationship between normalized altitude, H/H_{MHWL} , and normalized tafone depth, $Z_{\text{mean}}/Z_{\text{meanmax}}$, at Iwami-tatamigaura and at Yayoi Bridge.

における塩類風化の進行はきわめて遅いと考えられる。すなわち、潮間帯という風化しにくい環境にもかかわらず、石見畳ヶ浦では潮間帯のタフォニ深さが大きい。Fig. 6によると、山陰地域では最終氷期後の海進の中で約6,200年前に海面が現海面を超え、約6,000年前に海面上昇のピークを迎えた。ピーク時の海面は現在より5 m高く、その後約4,800年前頃まで現海面より2 m程度高い状態が続いた。それ以降現在までの変化は、低海面時に現海面より2 m程低下するものの、高海面時の潮位は現海面とほとんど変わらなかったと考えられる。このことから、縄文海進ピーク以降に生じた海面変化の中では低海面時（現海面～現海面-2 m程度）に、石見畳ヶ浦の現在の潮間帯の高さ付近にタフォニが形成されやすかったと考えられる。

以上のように、石見畳ヶ浦の潮上帯における正規化されたタフォニ深さの鉛直分布は、海面変化や隆起および沈降と無関係な弥生橋橋脚のデータとよく調和する。また、山陰地域における完新世の海面変化を考慮すると、潮間帯に見られるタフォニは、現海面～現海面-2 m程度の海面期（縄文海進ピーク以前の海面上昇期およびピーク以降現在までの期間における低海面期）に形成されたと解釈できる。したがって、タフォニ深さの鉛直分布には、石見畳ヶ浦の波食棚の局所的な隆起あるいは沈降を示す明確な特徴は見られない。

5.2. タフォニの成長速度からの検討

タフォニの成長速度は形成初期に最大となり、その後減少する（たとえば Sunamura and Aoki, 2011）. タフォニ成長速度の最大値 $(dZ/dt)_{\max}$ (mm yr^{-1}) は、4章で算出したパラメータを以下の式に代入し計算される（Sunamura and Aoki, 2011, Eq. 7）：

$$(dZ/dt)_{\max} = Z_c(n/(n+1))^n \beta \quad (5)$$

なお、式 (5) により計算される $(dZ/dt)_{\max}$ はタフォニの高度を考慮しない。ここで、 Z_c を本研究では Z_{cp} とし、式 (5) により $(dZ/dt)_{\max}$ を計算すると、石見畳ヶ浦の波食棚における $(dZ/dt)_{\max}$ は $5.9 \times 10^{-3} \text{ mm yr}^{-1}$ となった。これは瞬間的な値であるため本来は持続しないが、浜田地震後の150年間タフォニがこの速度で形成されたと仮定しても、新たに形成されるタフォニの深さは0.88 mmである。

仮に、浜田地震以前に地震性隆起は発生しておらず、浜田地震時に、現在他の地域より標高の高いArea Dが20 cm隆起したとする。その場合、隆起前のArea Dの地点VIIの標高はArea Cの地点IVの標高に等しい。同一標高の場合、タフォニ深さは等しいので（たとえばArea Bの地点IとIIより）、隆起前の地点IVとVIIにおけるタフォニ深さは等しいはずである。したがって、現在の両地点におけるタフォニ深さの差は浜田地震発生から現在までの約150年で生じたことになる。両地点のタフォニ深さの差は Z_{mean} で3.4 mm、 Z_{10} で5.7 mmであり（Table 3）、上述のタフォニ成長速度より算出される形成所要時間はそれぞれ580年、970年である。したがって、浜田地震前に地点VIIが現在より20 cm低く地点IVと同じ高さだった場合、地点VIIのタフォニ深さは地震後の150年間で現在の深さに達しない。このように、150年間に形成されうるタフォニ深さと現在のタフォニ深さの鉛直分布を考慮すると、石見畳ヶ浦の波食棚における局所的隆起あるいは沈降の可能性はきわめて低いと考えられる。

6. ま と め

1872年浜田地震による石見畳ヶ浦の波食棚隆起の可能性を検討するため、波食棚上のノジュール表面におけるタフォニに着目し、タフォニ深さの空間分布を調査するとともに、タフォニ形成期間を算出した。形成期間の算出には Sunamura and Aoki (2011) の式を利用し、本研究で測定したタフォニ深さに加え、小暮ほか (2019) が報告したノジュールの物理・力学的性質を代入した。また、得られたタフォニ深さの空間（鉛直）分布を、宮崎県青島の砂岩からなる弥生橋橋脚の表面に形成されたくぼみ深さの分布と比較した。弥生橋におけるくぼみは1951年の竣工から現在までほぼ海面変動のない風化・侵食環境で形成されたため、弥生橋のデータとの比較は相対的な海面変動の有無の判断に有効である。タフォニの形成期間の算出や深さの空間分布から、以下の知見を得た：

①タフォニ形成期間は約5,000~7,000年と算出され、これはタフォニが縄文海進のピーク

前後から形成され始めたことを示唆する。

②潮上帯（海水飛沫帯）における正規化されたタフォニ深さの鉛直分布は海面変化や隆起および沈降と無関係な弥生橋橋脚の正規化されたくぼみ深さの分布と一致した。また、通常風化が促進されない潮間帯に形成されたタフォニは、完新世の低海面時（縄文海進ピーク以前の海面上昇期およびピーク以降現在までの期間における現海面～現海面-2 m 程度の海面期）に形成されたと解釈できる。これらから、タフォニ深さの鉛直分布には、石見畳ヶ浦の波食棚の局所的な隆起あるいは沈降を示す明確な特徴は見られない。

③石見畳ヶ浦におけるタフォニ成長速度の最大値は $5.9 \times 10^{-3} \text{ mm yr}^{-1}$ であるため、浜田地震時に波食棚が隆起して塩類風化が生じる環境となった場合、その後現在までの150年間で形成され得るタフォニ深さは0.88 mm である。

これらを考慮すると、1872年浜田地震による石見畳ヶ浦の波食棚の全体的あるいは局所的な隆起の可能性はきわめて低いと考えられる。タフォニ形成期間の算出結果からは、一部のタフォニは縄文海進ピークである6,000年以前に形成され始めたと考えられるため、波食棚が潮上帯に位置し始めた時期はほぼ同時期あるいはそれ以前であると推測される。

本研究では、Sunamura and Aoki (2011) の式を基に、タフォニ深さと岩石の物理・力学的性質を用いてタフォニ形成期間の算出を試みた。こうした試みは、著者らが知る限り本研究が最初の事例である。本研究により、タフォニ深さを用いた年代決定方法の可能性が示されたと考えられる。しかし、この手法による算出には多くの仮定が含まれており、なおかつその精度は未検証であるため、本研究で算出された数字は目安として考えられるべきであろう。

本研究は、1990年代以降に島根県内の地学関係者間でしばしば議論されてきたテーマである「1872年浜田地震による石見畳ヶ浦の波食棚隆起の可能性」に対し、定量的議論に基づき一つの解釈を示した。しかし、波食棚の区分け方法や、その区分けされた各波食棚を代表させるために用いたノジュールの数および分布を考慮すると、本研究の手法ではきわめて局所的あるいは微小な変動の有無を判断できない。したがって、今後別の手法を用いた新たな定量的研究による、より詳細な議論が望まれる。

7. 謝 辞

浜田市教育委員会文化振興課の川本裕司氏および藤田大輔氏には、石見畳ヶ浦における岩石の採取許可申請時および採取時に多大なご支援をいただいた。本研究の一部は、JSPS 科研費（課題番号 15H05350）の助成を受けた。ここに記して謝意を表します。

引用文献

青木 久・松倉公憲（2005）海水飛沫帯における橋脚砂岩塊のくぼみ深さに関する定量的把握：日南

- 海岸・青島弥生橋の事例：地形, **26**, 13-28.
- Aoki, H. and Matsukura Y. (2007) Effects of rock strength and location heights on growth rates of tafoni-like depressions at sandstone blocks used for a masonry bridge pier in the coastal spray zone: *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, **51**, 115-132.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子 (1990) 島根県浜田地震 (1872年) の地形学的検討：地学雑誌, **99**, 166-181.
- 平坂 健・化石微地形探究グループ (2004) 畳ヶ浦の微地形からよむ地殻変動：島根県地学会誌, **19**, 21-25.
- 今村明恒 (1913) 明治五年ノ濱田地震：震災豫防調査會報告, **77**, 43-77.
- 今岡照喜・板谷徹丸・松本俊雄・山崎博史・沢田順弘 (1990) 山陰西部国府火山岩類の K-Ar 年代：地質学雑誌, **96**, 945-948.
- 気象庁 (2018a) 歴史的潮位資料+近年の潮位資料 浜田 (HAMADA)：http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/sea_leve/sea_leve_var_his.php?stn=HA (最終閲覧日 2018年8月2日)。
- 気象庁 (2018b) 潮位表掲載地点一覧表 (2018年)：http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/suisan/station2018.php (最終閲覧日 2018年8月21日)。
- 小暮哲也・仲 優太郎・佐々木宏太・遠藤俊祐 (2019) 天然記念物石見畳ヶ浦の波食棚構成砂岩および石灰質ノジュールの物理・力学的性質：応用地質, **59**, 446-452.
- Matsukura, Y. and Matsuoka, N. (1991) Rates of tafoni weathering on uplifted shore platforms in Nojima-zaki, Boso Peninsula, Japan: *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, 51-56.
- Matsukura, Y. and Matsuoka, N. (1996) The effect of rock properties on rates of tafoni growth in coastal environments: *Zeitschrift für Geomorphologie NF, Supplementband*, **106**, 57-72.
- 永田裕司・和田 浩・正岡久典・花本孝一郎 (2004) 千畳敷は浜田地震で姿を現わしたのか？：島根県技術士会 2003 年度研究報告, 22-24.
- 中条武司・中西健史・前島 渉 (1993) 島根県浜田北方の中期中新世唐鐘累層：地球科学, **47**, 473-484.
- 仲 優太郎・小暮哲也 (2017) 島根県石見畳ヶ浦の波食棚に作用する塩類風化および波浪侵食の特徴：地形, **38**, 249-263.
- Norwick, S.A. and Dexter, L.R. (2002) Rates of development of tafoni in the Moenkopi and Kaibab formations in Meteor Crater and on the Colorado Plateau, northeastern Arizona: *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**, 11-26.
- 大久保雅弘 (1982) 浜田・畳ヶ浦付近の中新統化石群集：島根大学理学部紀要, **16**, 113-123.
- 瀬戸浩二・山内靖喜・高橋克己 (1999) 石見畳ヶ浦が語る大地の物語 - 石見ブックレット 1 -：浜田市教育委員会, 66 p.
- Sunamura, T. (1992) *Geomorphology of Rocky Coast*: Wiley, New York, 302 p.
- Sunamura, T. and Aoki, H. (2011) Application of an S-shaped curve model to the temporal development of tafoni of salt-weathering origin: *Earth Surface Processes and Landforms*, **36**, 1624-1631.
- Sunamura, T., Takahashi, K. and Matsukura, Y. (2007) A simple indicator for susceptibility of rocks to salt weathering: *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **28**, 257-263.
- 高橋健一・近藤康生・小竹信宏 (2008) 中部中新統下部唐鐘累層における海進海退サイクルの内部構造と堆積作用の変化に応答した底生動物化石群集の変遷：地質学雑誌, **114**, 474-492.
- Takahashi, K., Suzuki, T. and Matsukura, Y. (1994) Erosion rates of sandstone used for a masonry bridge pier in coastal spray zone: in Robinson, D.A. and Williams, R. B. G. eds., *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons, Chichester, 175-192.
- 豊島吉則 (1978) 山陰海岸における完新世海面変化：地理学評論, **51**, 147-157.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧：東京大学出版会, 493 p.
- 渡辺 濃 (2008) 石見畳ヶ浦千畳敷 (平床) に関する“浜田地震隆起説”の誤りは何で判断されるか：島根県地学会誌, **23**, 31-38.