島根県浜田地震 (1872年) の地形学的検討

藤 森 孝 俊* 蒔 苗 耕 司* 山 口 勝*
川 口 隆* 太 田 陽 子**

Geomorphological Study of the Hamada Coast, Southwestern Japan,
with Special Reference to the 1872 Hamada Earthquake

Takatoshi FUJIMORI*, Koji MAKANAE*, Masaru YAMAGUCHI*,
Takashi KAWAGUCHI* and Yoko OTA**

Abstract

The 1872 Hamada earthquake ($M=7.1\pm0.2$) is one of the major historical earthquakes which accompanied a coseismic uplift and subsidence in the coastal area. This paper intends to examine an implication of the Hamada earthquake for geomorphological development of the Hamada area, based on the investigation of marine terraces, emerged sea level indicators such as sea caves, benches, fossil beds and beach deposits, and fault topography.

Two steps of Pleistocene marine terraces are found in the coastal area. Terrace I, c. 40-60 m high, is underlain by weathered beach gravel covered by dune sand which is interbedded by at least four horizons of paleosol. It is considered, that a major interglacial period resulting in strong weathering of Terrace I deposits occurred after the formation of this terrace. Thus, Terrace I can be correlated to the penultimate interglacial, and Terrace II, c. 15-25 m high, underlain by rather fresh gravel bed, to the last interglacial. Accepting this correlation, the uplift rate of the study area must be small, c. 0.1-0.2 m/ka, and is no significant difference in the uplift rate over the study area. Height of emerged sea level indicators associated with the Hamada earthquake is 0.9-1.7 m above the present mean sea level. At least one sea level indicator higher than the emerged sea level at the time of the 1872 Hamada earthquake was found at several locations through the study area including the coast where coseismic subsidence occurred in 1872. Northeast-southwest trending lineaments predominate in the study area and a fault exposure is observed on one of the lineaments suggesting that they are fault origin. Areas of coseismic uplift and subsidence can be seen by turns along these faults.

Characteristics of the 1872 Hamada earthquake are summarised as follows, based on the above mentioned geomorphological observation: 1) Coseismic deformation as associated with the Hamada earthquake has not accumulated through the late Quaternary, and this earthquake must be a very rare event with coastal deformation during the Holocene. 2) Distribution pattern of coseismic deformation, that is, the occurrence of small blocks with

* 横浜国立大学大学院 Graduate student, Yokohama National University

** 横浜国立大学地理学教室 Department of Geography, Yokohama National University

co-seismic uplift and subsidence by turns can be interpreted as an effect of strike-slip movement on the faults.

I. はじめに

1872年3月14日(明治5年旧暦2月6日)に、島根県浜田付近を震源とした大地震(浜田地震)が発生した。浜田地震は広範囲にわたって液状化現象、山地の崩壊、海岸の隆起・沈降等を引き起こし、石見地方に多大な被害を引き起こした(島根県浜田測候所, 1912; 今村, 1913)。推定マグニチュードは 7.1 ± 0.2 、推定震源は浜田北方約28kmの海底とされる(宇佐美, 1987)。海岸の隆起・沈降も著しく、隆起量は最大約2m、沈降量は最大約3mに及ぶ。

しかし、浜田地震はこのように顕著な地殻変動を伴う地震でありながら、島根県浜田測候所(1912)、今村(1913)による記載的な研究を除き、今まで十分な研究はなされていない。とくに地形学的な研究はまったくない。これは、当地域に海成段丘がほとんど分布しないこと、活断層がきわめてわずかしかなこと(活断層研究会(1980)は活断層を1本も認めていない)、等の理由により、地形学的な研究ができにくかったからであろう。

今回、著者らは浜田地震が地形形成とどのような関わりを持つかを明らかにするために、浜田周辺の波子から周府に至る約19kmの海岸地域(図1)の地形調査を行なった。その結果、浜田地震での隆起を含めて少なくとも完新世における2つの高海水準の記録、2段の更新世海成段丘、および7本の活断層の可能性の高いリニアメントを認めることができた。そこで、本論文は、それらの調査成果を記載するとともに、浜田地震との関係、とくにその累積性、隆起・沈降分布の成因を考察する。

予察調査においては、約10,000分の1空中写真の判読により地形面を区分し、リニアメントを抽出した。ついで1988年の3月と8月に、空中写真の判読結果の確認のために地形・地質の現地調査と、海岸部の離水地形・化石の分布の確認および高度測定を行なった。離水地形・化石の調査は調査地域内のほとんどすべての地域で行なっている。離水地形・化石の高度は、ハンドレベルおよび光波測距儀を用いて測量した。その結果は浜田の潮位とあわせて補正した。認定の誤差は ± 20 cm程度である。

II. 研究対象地域の地形・地質概要

本論文の研究対象地域(図1)は、中国地方西部の日本海側に位置している。大きくみて地形は、東北東—西南西方向および北—南方向に配列している。とくに東北東—西南西方向の地形配列は顕著であり、海岸線がこの方向に支配されているのをはじめ、三階山、本明山など第三系前の基盤岩(主に火山岩)からなる山地が、東北東—西南西方向に配列している。

これらの基盤山地の凹地を埋めるように、都野津層が堆積している(山陰第四紀研究グループ, 1969; 大西・調枝, 1970; 宇野, 1978)。都野津層は、鮮新世—更新世初期の海成および河成の堆積物で、未固結の礫・砂・泥の互層よりなる。都野津層の堆積地域には、非常に定高性のある丘陵が広がっている。この丘陵の背面は都野津面とよばれ、“堆積原面にごく近い侵食面”(山陰第四紀研究グループ, 1969)とされている。都野津面の高度は三階山—本明山の北側斜面基部よりも北側(海側)では約50~140m、南側(内陸側)では約220m~280mである。全体に内陸側の都野津面は海側のそれに比べて面の保存度はよい。

本地域には、北からうや川・まがり川・くしろ川・しもこう川・浜田川・すよ川などの川(曲川・久代川は図2を参照)が流れている。敦川、および下府川以南の川は、内陸の都野津層分布地域以東を源流部とし、三階山—本明山の基盤山地中を横切るところでは穿入蛇行している。また、都野津面上には本谷(流)にグレードしない小谷が非常に多くみられ、そこでは谷底平野が形成されている。これは小河川が未固結の都野津層を下刻した後、硬い基盤岩にあたり、下刻が進まなくなったからであると思われる。この小谷の最上

図 1 研究地域の位置・地形地質概要図

等高線隔間は 20m で幅 1 km 以下の谷を埋めたもの。等深線の単位は m。

5 万分の 1 地形図『浜田』図幅より作成，地質図は浜田市誌編纂委員会（1973）を簡略化した。海底地形図は水路部発行の 1/100 万「海底地形図」によった。

流部は谷中分水界である場合が多い。

本地域でみられるリニアメント（図 2）のうち，比較的明瞭なものは東北東—西南西から北北東—南南西方向を持ち，図 2 中の東南部のものほど北にふれる傾向を持つ。また，この他にも，北—南，北西—南東走向のリニアメントもみられ，当地域の地質構造・地殻変動を反映していると思われる。しかし，これらのリニアメントが活断層であるのか，他の理由によるもの，例えば差別侵食なのかについては，海岸部の主なリニアメントを除き調査していない。なお，当地域の広域応力は，中国地方の活断層の分布から，ほぼ東北東—西南西方向の圧縮であると考えられている（HUZITA, 1969）。

浜田周辺の海岸地形は，岬状に突出した岩石海岸と，その間の砂浜海岸によって特色づけられる。岩石海岸には海食崖が発達し，第三系堆積岩の唐鐘累層からなる赤鼻周辺を除き，石英閃緑岩ないしは安山岩が露出している（浜田市誌編纂委員会，1973）。砂浜海岸は海岸線の凹部を平滑化するように発達し，新旧の砂丘が厚く堆積している。砂丘砂の厚いところでは原地形が確認できないことも多い。浜田川・周布川流域には入り江を埋めて形成された沖積低地が広がっている。また，浜田沖で中国地方の日本海側の大陸棚は狭くなる。

図 2 離水地形および推定断層の分布図

1. 沖積低地, 2. 波食棚, 3. 推定断層, 4. リニアメント, 5. 地点位置と番号,
 6. 図 8 の断面図の位置, 等高線間隔は 50m。
- 等高線は 2 万 5 千分の 1 地形図『都野津』『下府』『浜田』『岩見今福』図幅による。

III. 地殻変動を表わす地形の記載

1) 海岸部の離水地形・化石

本地域の海岸には、新期海成堆積物、離水波食棚、離水ノッチ、離水海食洞などの旧汀線の示標となる地形や堆積物がみられる（図 2、表 1）、また、海食洞のうち 5 カ所で、潮間帯生物（貝、ヤッコカンザシ、フジツボなど）の化石を見出した。以下にそれらの旧汀線示標について北部より記載する。なお、旧汀線の同定にあたっては、今村（1913）による浜田地震の隆起・沈降の量を参考にして、浜田地震より前の旧汀線を正確に求めるように努めた。

下府川以北：赤鼻から畳ヶ浦にかけての海岸は主として第三系よりなる岩石海岸で、連続的に離水地形がみられる。赤鼻付近（Loc. 2）では高度約 1.4~1.6, 3.2m の 2 段の波食棚がみられる（図 3）。金周布でも高度約 1.1~1.7m の波食棚がみられる。Loc. 3 には N 60°W に開く海食洞があり、波食棚とほぼ同じ高度の壁面には、ヤッコカンザシの化石帯がある（上限 1.6m, 下限 1.1m）。この化石帯のうち下部にはやや大型、上部には小型のヤッコカンザシがみられる。この化石の ^{14}C 年代は $190 \pm 90 \text{ yr. B. P}$ (GaK-13842) である。Loc. 4 にも N48°W に開く海食洞があり、その壁面にヤッコカンザシの化石が密

表 1 旧汀線の示標となる地形の種類と高度

	地域	高度 (m)	指標	年代 (y.B.P)	記載	Loc.
下府川以北	大崎鼻	1.5~1.8	波食棚	190±90 (GaK-13842) modern (GaK-13846)	同高度のノッチあり	1
	赤鼻	3.2	波食棚			2
		1.4~1.6	波食棚		化石上部は大型, 下部は小型 高潮時波を被る 草付	
	金周布	1.1~1.7	波食棚			
	海食洞内	上1.6-下1.1	ヤッコカンザシ			3
	海食洞内	上1.7-下1.1	ヤッコカンザシ			4
	畳ヶ浦	0.7	波食棚	5		
		1.2	波食棚	950±90 (GaK-13843)	資料変質の可能性あり	
海食洞内北壁	上1.7-下1.4	フジツボ				
	上1.4-下1.1	ヤッコカンザシ				
	南壁	上1.6-下1.2	ヤッコカンザシ			6
浜田北東部	下府川河口	1.8	波食棚		海浜堆積物 (トンボロ) 海浜堆積物 (トンボロ)	7
	生湯	1.9	波食棚			8
	夷ノ島	3.9	海成層上限			9
	瀬戸ヶ島	3.1	海成層上限			10
	海食洞内壁面	上1.1-下0.8	フジツボ			11
浜田南西部	長浜北東部	0.9 下位	波食棚	1840±80 (GaK-13844) 3300±110 (GaK-13845)	同高度にノッチあり	12
		1.5 上位	波食棚			
		0.9 下位	波食棚			
		1.4 上位	波食棚			
		1.5 下位	波食棚			
		3.7 上位	波食棚			
		0.8 下位	波食棚			
		1.7 上位	波食棚			
	大島	1.5	波食棚		試料変質の可能性あり 試料変質の可能性あり	13
	小島	上0.9-下0.4	ケガキ			
	上1.3-下1.0	ケガキ		14		
大崎	3.0~4.0	波食棚				
	12.0~14.0	波食棚		15		
周布川河口	1.6	波食棚				
周布西部	周布西部	2.7	海成層上限		海浜堆積物	16
		3.5	海成層上限		海浜堆積物	17
		3.1	海成層上限		海浜堆積物	18
		3.8	海成層上限		海浜堆積物	19
		3.1	海成層上限		海浜堆積物	20

地点位置 (Loc.) は図2に示す。

集する化石帯がある (上限 1.7m, 下限 1.1m)。しかし, この化石の ^{14}C 年代は “modern” (GaK-13846) である。岩見畳ヶ浦 (Loc. 5) は, 浜田地震でもっとも顕著に隆起がみられた場所の一つで, 今村 (1913) は地震時に 3~4 尺隆起したと記載している。ここには高度約 0.7m と 1.2m の 2 段の波食棚があり, 浜田

図 3 離水波食棚と完新世段丘の縦断面図

断面位置は図 2 に示す。高さ（数字）の単位は m。

1. 土壌, 2. 岩屑, 3. シルト, 4. 砂, 5. 円礫, 6. 角礫, 7. 基盤

市誌編集委員会（1973）、豊島（1978）にその断面形が示されている。低位の波食棚は広く分布するが、満潮時には波を被る。その高度は今村（1913）の報告した地震時の隆起量より低く、また同水準の潮間帯生物の化石もみられないことから、平均海面下の平坦面、おそらくは低潮位波食棚が離水したものと思われる。上位の面の高度 1.2m は、今村（1913）による浜田地震の隆起量（3～4 尺：0.9～1.5m）に近いの

図4 畳ヶ浦海食洞 (Loc. 6) 北壁 (A), 小島海食洞 (Loc. 13) 内 (B) のスケッチ
帯状の白色部は化石帯を示す。

で、上位の面が浜田地震時の汀線高度を示すと思われる。畳ヶ浦の南の海食洞 (Loc. 6) の北壁にはフジツボ (上限 1.7m, 1.4m) とヤッコカンザシ (上限 1.4m, 下限 1.1m) が付着する (図 4-A)。南壁にもヤッコカンザシの化石 (上限 1.6m, 下限 1.2m) がみられる。南壁のヤッコカンザシの ^{14}C 年代は $950 \pm 90 \text{ yr. B. P}$ (GaK-13843) である。Loc. 3, 4, 6 の化石帯高度は浜田地震時の畳ヶ浦の隆起量とほぼ一致するので、これらの化石は浜田地震によって離水したものと判断される。

化石の ^{14}C 年代値は、Loc. 3 および Loc. 4 では浜田地震の年代に近いが、Loc. 6 では浜田地震より著しく古い。Loc. 6 の化石の年代値は、浜田地震前の長期にわたってヤッコカンザシが付着をしていたことを示す可能性もあるが、Loc. 6 の化石の厚さが薄いこと (1 cm 以下) から判断して、資料変質のためと考えられる。測定試料のヤッコカンザシの密集帯上限は旧汀線示標として優れているが、ヤッコカンザシ自体は変質し易く、年代測定試料としては吟味を要することが知られている (茅根ほか, 1987)。

以上のように、下府川以北の地域には、浜田地震による離水地形・化石がほぼ全域で認められた。しかし、Loc. 2 の高度 3.2m の波食棚・ノッチは、その高度からみて、浜田地震によって離水したものではなく、浜田地震より前の相対的高海面期を示す地形が局地的に残されたものである。なお、大崎鼻 (Loc. 1) には、高度 1.5~1.8m の波食棚がみられるが、大崎鼻については今村 (1913) も記載しておらず、浜田地震によるものか、それ以前のものか不明である。

浜田市北東部：下府川から浜田市街 (瀬戸ヶ島) にかけての海岸は主として安山岩よりなる岩石海岸で、波食棚、ノッチ等の地形の発達が悪い。しかし局地的には離水地形が分布している。

下府川河口付近には高度 1.8m (Loc. 7, 図 3), 生湯 (Loc. 8) には高度約 1.9m の波食棚がみられる。夷ノ鼻 (Loc. 9), 瀬戸ヶ島 (Loc. 10) においては、以下のように離水地形・化石がみられる。両地点はともに陸繋島であるが、いずれのトンボロ上においても、厚さ約 50~70cm の砂まじり土壌、およびその下に砂質のマトリックスからなる径約 10~30cm の海成円礫層が確認される。夷ノ鼻のトンボロの高度は 4.6m, 海成礫層上限の高度は 3.9m, 瀬戸ヶ島のトンボロの高度 (Loc. 10, 図 3) は 3.6m, 海成円礫層上限の高度は 3.1m である。また、瀬戸ヶ島の南端部 (Loc. 11) には海食洞があり、フジツボの化石が付着する (上限 1.1m, 下限 0.8m)。トンボロ上の離水海成礫層は、現成の海浜にみられる堆積物 (径 10-40 cm の円礫からなり、砂をマトリックスとする) と似ており、同様な波の営力下で堆積したものと考えられる。現成の海浜の礫が平均海面より約 2~3 m 高い位置まで堆積していることを考えると、夷ノ鼻、瀬

戸ヶ島のトンボロ上の海成礫層の上限高度より約 2~3 m 低い位置、すなわち高度 0.1~1.9 m が旧汀線にあたと推定される。この高度は瀬戸ヶ島の高食洞内の化石の高度ともほぼ一致する。したがって、夷ノ鼻・瀬戸ヶ島の海成層と瀬戸ヶ島の高食洞内の化石はともに同海水準で形成された可能性が大きい。

本地域は浜田地震の際沈降した場所である (今村, 1913) が, 上記のように離水地形, 化石がみられた。とくにトンボロ上の海成礫層上部には土壌が発達しており, 浜田地震よりかなり前に相対的高海面期があったことを示している。採取した化石は厚さがきわめて薄く, 年代測定試料として適していなかったため, 今回の調査ではその相対的高海面期の時期は決定できなかった。

浜田市南西部: 長浜北東部 (Loc. 12 および その周辺) には, 高度約 0.8~0.9 m と 1.4~1.7 m の 2 段の波食棚がみられる。下位の面は, それに対応するノッチがみられること, 発達がもっともよいこと, および高度が今村 (1913) による浜田地震時の隆起量 (3~4 尺) とほぼ一致することから, 浜田地震により離水した波食棚と思われる。上位のものも比較的よく発達しており, 平面的な連続性もよく, 浜田地震より前に形成された波食棚であると思われる。

長浜北西部小島 (Loc. 13) には N10°W に開く海食洞があり, 壁面にはケガキが 2 層準に付着している (図 4-B)。上位の化石帯 (上限 1.3 m, 下限 1.0 m) にはケガキの他にフジツボが多く, 低位のそれ (上限 0.9 m, 下限 0.4 m) ではフジツボはほとんどみられない。これら 2 層の間には幅 15 cm にわたってまったく化石の付着していない空白帯がみられること, ケガキの種類が上下の層ではほぼ等しく, 同時代の化石の棲み分けと思われないこと, などから 2 つの異なる海水準を記録していると判断する。ケガキの年代測定をした結果, 下位の化石帯のそれは 1840±80 yr. B. P. (GaK-13844), 上位の化石帯のそれは 3300±110 yr. B. P. (GaK-13845) であった。両者の年代には有意な差があるが, どちらも浜田地震の年代 (A. D. 1872 年) よりはるかに古い。今村 (1913) は, この場所が隆起域か沈降域かについて言及していないが, 下位の化石は比較的新鮮であること, 化石の付着高度が低いことなどから, 浜田地震の際に離水した可能性が大きい。これは ¹⁴C 年代とは矛盾するが, ケガキは多孔質であるため変質し易く, 年代測定の値は信頼しがたいのではなかろうか。上位の化石は, それ以前の海水準を示しているが, 年代を決めることはできない。

小島の隣の大島には高度約 1.5 m の波食棚がみられる。この波食棚は高度的には小島の 2 つの化石帯のいずれにも対比できるが, 上位の化石帯に対応させると下位の化石帯に対応できる波食地形がまったくなくなることから, 下位の化石帯に対比される。すなわち浜田地震の際に離水したものとみなされる。

大崎 (Loc. 14) には高度 3.0~4.0 m の波食棚がある。また高度 12.0~14.0 m には波食棚状の地形がみられ, 更新世の旧海面高度を示す可能性がある。周布川河口付近 (Loc. 15) には高度 1.6 m の波食棚がみられる (図 3)。

周布西部: 周布西部は, 浜田地震において沈降した地域とされる (今村, 1913) が, 現成の礫浜に沿って, 高度約 4 m 前後の海成段丘面が分布 (Loc. 16~20) する。そのうち Loc. 16 では, 海成礫層が波食棚状の基盤を不整合に覆っているのが観察される (図 3)。各地点で確認される海成礫層・砂層の上限高度は 2.7~3.8 m の間に分布し, その上位には, 土壌が発達していたり (例えば, Loc. 18), 厚い岩屑 (例えば, Loc. 17) が堆積していることが多い。海成段丘の存在, およびその上部の土壌の発達は, 浜田地震より前に相対的高海面期があり, 本地域がわずかながらも離水傾向にあることを示している。相対的高海面期の海面高度は, 本地域の海成礫層・砂層が, 夷ノ鼻, 瀬戸ヶ島 (Loc. 9, 10) の海成層と同様に海浜の堆積物であったと考えられるため, 海成礫層・砂層の上限で示される高度よりも約 2~3 m 低くなる可能性がある。

以上のことから, 浜田周辺地域は, 完新世において少なくとも 2 つの相対的高海水準期を示す離水地形・化石が存在している。下位のものは, 浜田地震によるもので, 上位のものは, それより前の相対的高海面期に形成されたものである。

図5 下府付近の海成段丘の分布図

1. 上位面群（高位），2. 上位面群（中位），3. 上位面群（下位），4. I面，5. II面，6. 離水波食棚，7. 地滑り，8. 地点位置と番号，9. 旧汀線，10. 推定断層

図6 海成段丘堆積物のスケッチ
国分付近 Loc. 23（図2，5）におけるI面の
海成段丘堆積物

1. 土壌，2. 砂，3. 礫，4. 基盤

I面は石英安山岩からなる侵食小起伏面である。中位面と低位面は都野津層からなり，また低位面はほぼ現在の海岸線に沿って分布している。このことから中位面が都野津面に対比され，また低位面は都野津層を切って形成された海成の段丘面と考えられる。しかし今回の調査では，低位面において都野津層を覆う海成堆積物は確認されていない。

I面：I面は，赤鼻南方に広く残存し，高度は40～60mである。赤鼻南方では開析は進んでいないが，他の地域ではかなり開析されている。Loc. 23では，赤色風化した第三系の砂岩（唐鐘累層：浜田市誌編集委員会，1973）を径3～10cm，層厚1～1.5mの円礫層が不整合に覆っている。不整合面はきのこ状の凹凸を呈している（図6）。礫層の上には，径2～3cmの円礫からなる礫層と砂層の互層（層厚約2m）がみられ，その上部に赤色化した風成砂が覆っている。また Loc. 21, 22, 25（図7）でも，円礫からな

2) 海成段丘の記載と考察

(a) 段丘の区分と記載

浜田・長浜周辺では，高度約15～20mに段丘礫層が分布すると報告されている（浜田市誌編集委員会，1973）。また下府北部では高度約30～60mに分布する海成堆積物（国分層）が報告されている（宇野，1978）。しかし従来の研究においては，段丘面の詳細な区分・対比は行なわれていない。

著者らは，段丘面の発達の下府付近で段丘面の保存度・連続性・堆積物を基準として，段丘面の区分を行なった（図5）。その結果，段丘堆積物を確認できた2つの段丘面を高位からI面・II面に区分した。またI面より上位の段丘堆積物を確認できなかった平坦面を上位面群とし，高位面・中位面・下位面に細分した。

なお，浜田以南では段丘面の発達が悪い上に，人工改変によって段丘面が不明瞭なところが多い。今回の調査でも，大崎南方の浜田無線塔下の高度約80mの地点で，海成礫層の一部とみられる径1～6cmの円礫が点在しているのを確認したが，段丘面の区分を行なうことはできなかった。

上位面群：上位面群は生湯および国分の南西部によく発達し，高位面（高度130～150m）・中位面（高度90～110m）・低位面（高度60～80m）の3面に区分される。各面とも開析が著しく進んでおり，尾根状に残存するのみである。高位

る厚さ3～5mの海成礫層が確認される。

生湯付近のLoc. 24では、段丘面に載る層厚7m以上の古砂丘の露頭がある。最下部は塊状の砂層（層厚2m以上）で、著しく風化し赤褐色を呈する。とくにその上部30～40cmは暗色で、かつシルト質な古土壌となっている。それより上位にも赤褐色の3枚の古土壌を含む風成砂層が発達している。古土壌間の砂丘砂および砂丘最上部の砂でも赤色化が進んでいる。このように全体に赤色化が進んでいるが、最下部の砂層の赤色化の程度はより上位の砂丘砂より、また塊状砂層上部の古土壌の赤色化の程度は、より上位の3枚の古土壌のそれよりもはるかに著しい。これは2回の別の温暖湿潤期があったことを示している。また上位の3枚の古土壌のうちもっとも下のもの（最大層厚55cm）はほぼ水平の傾斜を持つのに対し、それより上の2枚の古土壌は東に傾斜する。上位の砂丘砂堆積中にも、環境の変化があったことが考えられる。

Ⅱ面：Ⅱ面は高度15～25mに分布するが、人工改変や砂丘の発達によって、その分布は明瞭ではない。赤鼻東部のLoc. 25では、海成層の一部とみられる径15～20cmの円礫が点在している。図5の範囲よりやや北の波子の墓地下の露頭（Loc. 26、図7）では、炭化した木片を含む都野津層を不整合に切って、径10～15cmの円礫よりなる層厚約2mの海成礫層が確認される。

本段丘面を覆う砂丘はかなり厚く（最大10m以上）、やや赤色化しているが、Ⅰ面上のもののほどではない。赤鼻東部のLoc. 27では、層厚8m以上の厚く堆積した砂層が観察されるが、層厚約25cmの青灰色シルト層を境に、その上部（層厚約6m）は古土壌を挟む風成砂である。また、当地点では海側に高まりがあることから、シルト層は潟湖、または砂丘間湿地に堆積したものと推測される。したがってシルト層より下部の砂層（層厚2m以上）は、水つき砂層である可能性がある。

（b）海成段丘の形成年代

本地域にはテフラなどの年代推定資料が現段階では確認されていないため、段丘面の形成期は明らかではない。しかし、Ⅱ面の形成環境として潟湖的環境が考えられることから、Ⅱ面形成期は大規模な海進期であったことが推定される。また山陰地方では、下末吉期に形成された段丘を覆う砂丘の多くが水成層を含んでいることが知られている（豊島、1975）。これらのことを考え合わせると、Ⅱ面が下末吉期に形成された段丘面であると推定される。

以上のことから、Ⅰ面の形成期は下末吉期より前の間氷期に対比される。このことは、Ⅰ面上の古砂丘の最下部の赤色土壌が、下末吉期以前の間氷期に形成された高位段丘面に発達する福岡県の玄海砂丘や新潟県の諸上寺山砂層（新潟古砂丘グループ、1975）の赤色土壌に類似していること、段丘原面の開析度や国分付近にみられる段丘堆積物と基盤の風化度などからも示唆される。

3) リニアメントおよび推定断層に関する記載

当地域には、断層の可能性のあるリニアメントが7本認められる。それらを北よりF-1～F-7と仮称する（図2）。7本のリニアメントの走向は北東—南西ないしは東北東—西西南西で、大きくみれば当地域の海岸線の方に平行している。

波子の南部から下府川の北東部にかけて、約4kmにわたってリニアメント（F-1）がみられる。F-1は海成Ⅰ面を刻む谷も含め複数の谷が直線状に並んだもので、断層と推定する。しかしF-1を挟んだ地形の高度差は、縦断面投影図（図8：L-1）ではほとんどないので、この推定断層を活断層と決定することは

図7 海成段丘堆積物の柱状図

1. 土壌, 2. シルト, 3. 砂, 4. 礫, 5. 基盤, 6. 木片
位置は図2, 5に示す。地点番号の下は地表面の海拔高度。

図 8 推定断層を横切る地形面投影断面図

1. 海成礫層 (厚さは誇張してある), 2. 都野津層, 3. 基盤, 4. 推定断層の位置とずれの方向, 5. 上位面群 (高位), 6. 上位面群 (中位), 7. 上位面群 (下位), 8. I 面
断面位置は図 2 に示す。投影の基線に沿う幅 250m 以内の地形を投影した。

て、東北東—西南西走向のリニアメントが 3 本 (F-5, 6, 7) 認められる (図 2, 9)。F-5 は山地中に認められる線状に配列する鞍部群で、大島・小島付近から日脚を通り周布川河口西部まで、長さは約 3.4 km である。F-5 は F-2 および F-4 の南西延長に位置する。F-5 の南には長さ約 1.2km の F-6 と長さ 1.5km の F-7 があり、山地高度を急変させている。F-6 は山地高度からみて見かけ上南落ち、F-7 は北落ちで、2 つの間は地溝状の地形となっている (図 8 : L-4)。この地溝状の地形は北の山地に比べ約 40~50m、南の山地に比べ約 100m 低い。F-7 の西端部 (Loc. 29) には基盤の安山岩を切る断層露頭があり、幅約 4 m にわたって安山岩が破碎されており、その中に少なくとも 5 つの断層が確認される。そのうちもっとも明瞭なものは、走向 $N64^{\circ}E$ 、傾斜 $66^{\circ}NW$ で幅約 15cm~25cm の破碎帯粘土を伴う。この断層は、推定した F-7 の位置からは約 40~50m 北にずれるが、F-7 と関連したものであろう。また、Loc. 30 にも断層 ($N60^{\circ}W$, $76^{\circ}NE$) および破碎帯がみられたが、F-7 との関係は不明である。

以上のことから本地域の 7 本のリニアメント (F-1~7) は断層と推定される。しかし、それらに沿っては正確な変位量や平均変位速度を求めることのできる変位地形はない。これは F-1~7 が断層であっても、

きない。

生湯南東の F-2 は長さ 2.5km、F-3 は長さ 2.2km で、ともに中位面を直線状に切る。地表面高度からは、F-2 は見かけ上南西落ち、F-3 は北東落ちを示す (図 8 : L-2)。したがって F-2, 3 によって挟まれている地域は地溝状の地形をなし、地溝状の中の山地の背面は周辺の中位面より約 30~40m 低い。しかし、この高度差のすべてが断層運動による結果であるのか否かは、当地域の都野津層の詳細な層序区分ができないため現段階では不明である。F-1 と F-2, 3 は左雁行の関係で、そのくいちがい部には、都野津層を切る地滑り跡がみられる (図 5)。

浜田川の左岸から浜田市街の南西部にかけて走向北東—南西、長さ約 2 km の直線状の西北に向いた急崖 (F-4) が認められる。前述した F-2 の延長方向にこの崖が分布することもあわせ、この崖は断層によって形成された可能性がある。しかし、この崖を挟んだ隆起側 (南東側) 山地は都野津層よりなる中位面であるのに対し、沈降側 (北西側) では基盤が露出しており (図 8 : L-3)、正確な変位量は求めることができない。

浜田南西部の長浜から日脚にかけて、

図 9 長浜一周府周辺 (F-5, 6, 7 周辺) の地形学図

1. 推定断層, 2. 浜田地震による隆起地域; 小島および長浜東部は筆者らの調査, 長浜北東部は今村 (1913) による, 3. 浜田地震による沈降地域; 今村 (1913) による, 4. 地点位置と番号
等高線は 10m 間隔。2 万 5 千分の 1 地形図『浜田』による。

その活動度がかなり低いからであろう。しかし、Loc. 29 の断層粘土の存在は、最近の活動の可能性を示している。

IV. 地殻変動に関する考察

1) 浜田地震による隆起・沈降と中期更新世以降の地殻変動との関係

浜田地震による隆起・沈降の分布：

今村 (1913) によると、浜田地震時の隆起地域は、畳ヶ浦・下府周辺と浜田市街南部の 2 地域、沈降地域は、生湯・瀬戸ヶ島周辺、長浜周辺、周布西部周辺の 3 地域である (図11)。

筆者らが見出した浜田周辺の離水地形・化石の分布は、今村による浜田地震時の隆起・沈降地域とは大局的には一致するが、細部においては異なる。今村による沈降地域および未記入地域でも、著者らは離水地形・化石を見出した (表 2)。例えば下府川河口付近、長浜北東部は、今村の図では沈降地域となっているにもかかわらず、浜田地震における離水地形が認められる。これは今村の図における隆起・沈降地域のほぼ境界付近にあたり、今村の調査の精度の問題、あるいは今村の描いた小縮尺の分布図では十分に表現できなかったところであると思われる。一方、小島・大島は、今村の図では未記入となっているが、離水地形が認められる。

今村および著者らの調査結果から、浜田地震に伴う地殻変動は北から隆起・沈降・隆起・沈降・隆起・(沈降) と上下変位が交互し、しかも個々の隆起・沈降地域が狭いという特色が認められる。

浜田地震より前の完新世旧汀線示標と浜田地震との関係：

生湯、夷ノ鼻・瀬戸ヶ島、大崎周辺、周布川河口付近、周布西部の離水地形は、既述したように、浜田地震より前の完新世の相対的高海面期を表わすもの (以下、これを単に旧汀線示標という) である。赤鼻および長浜北東部の高位の波食棚、小島の上部の化石帯もこれに含まれる。これらの旧汀線示標は、分布密度の差はあれ、研究地域全域に広がっており (図10)、本地域が全体として離水傾向にあることを示し

表 2 今村 (1913) および筆者らによる浜田地震時の隆起・沈降域の比較

地域	下府川以北	浜田北東部			浜田南西部				周布西部
場所	大崎鼻	下府川河口	生湯	夷ノ鼻 瀬戸ヶ島	長浜 北東部	小島 大島	大崎周辺	周布川 河口	周布西部
今村 (1913)	未記入	沈降	沈降	沈降	沈降	未記入	未記入	未記入	沈降
旧汀線示標 筆者ら	浜田地震 m	1.5~ 1.8(b)?			0.9 (b,n)	0.9(f)? 1.5(b)			
	浜田地震 より前 m		1.9(b)	3.1~ 3.9(m) 1.1(f)	1.5(b)	1.3(f)	3.0~ 4.0(b)	1.6(b)	2.7~ 3.8(m)

(b): 波食棚, (n): ノッチ, (f): 潮間帯生物化石上限, (m): 完新世海成 (海浜) 堆積物上限

今村 (1913) によって沈降域とされた地域および未記入地域において, 筆者らが見出した旧汀線示標高度の測定値を示す。

図 10 完新世離水地形および化石の高度分布図

A: 浜田地震以前の旧汀線示標の現高度

旧汀線示標が波食棚および潮間帯生物の化石である場合にはその高度を旧汀線高度とした。それが海成 (海浜) 堆積物上限である場合は, その高度より 2~3 m 引いた値を旧汀線高度とした (矢印先端は, 約 2 m 引いた時の高度)。

B: 浜田地震による土地隆起量

1. 波食棚, 2. 潮間帯生物の化石 (上限), 3. 海成 (海浜) 堆積物上限 (大きい黒丸) とそれより推定される旧海面の位置

ている。旧汀線示標の高度は各地点により多少の差があり, 赤鼻および大崎周辺では 3 m 以上であるのに対し, 生湯・夷ノ鼻・瀬戸ヶ島・周布川河口付近, および周布西部では 1~2 m 前後である。しかし, 上述の旧汀線示標高度の場所による差異は, 浜田地震時の隆起・沈降の分布およびその量と対応していない。例えば, 生湯 (Loc. 8) や瀬戸ヶ島南部の海食洞 (Loc. 11) は浜田地震時の沈降域であるが, その旧汀線示標の高度は, その南西側 (Loc. 12 周辺) の浜田地震時の隆起域の旧汀線高度と大きな差はない。また, 旧汀線示標の高度から浜田地震時の隆起・沈降量を差し引いた「浜田地震発生前における旧汀線高度」は, 全研究地域内で 0.4~2.8 m と幅を持ち, 単なる誤差の範囲では説明できない (表 3)。

表 3 浜田地震発生直前における旧汀線高度

地域	赤鼻	生湯	夷ノ鼻 トンボロ	瀬戸ヶ島 トンボロ	瀬戸ヶ島 海食洞	長浜 北西部	小島	周布川 付近	周布西部
浜田地震直前の海面高度	1.7～ 2.4m	2.4m	1.8～ 2.8m	1.0～ 2.0m	2.0m	0.5～ 0.7m	0.4m	0.9m	0.8～ 1.9m

上記の数字＝現在の完新世旧汀線高度－浜田地震時の隆起量（沈降の場合はそれをプラスとした）
現在の旧汀線高度は、旧汀線示標が波食棚、ノッチ、化石帯（上限）である場合は、その高度をそのまま用い、海浜堆積物の上限高度である場合は、その高度から 2～3m を減じ、それを旧汀線高度とした。

このようなことが起こる理由としては、上記の旧汀線示標が時代の異なる複数の高海面期を混同している、あるいは地域ごとに地殻変動の傾向が異なる、の 2 つの可能性が考えられる。しかし、旧汀線示標が同一地点において 2 段以上みられるところがないこと（図10）から判断すると、高度が異なっている、上記の旧汀線示標は、異なる時代に生じたものではなく、同時代のものである可能性が大きい。したがって、図10中Aが示す旧汀線示標の高度差は、地域ごとの地殻変動の傾向を表わしていること、および浜田地震はその地殻変動の傾向とは異なる上下変動パターンを持つ地震であったことが推論される。

中期更新世の海成段丘より推定される地殻変動と浜田地震との関係：

研究対象地域においては、2 段の更新世海成段丘面（Ⅰ面、Ⅱ面）が分布しており、当地域が長期的には隆起傾向を持つことを示している。Ⅱ面を下末吉期（約 125,000 年前）の海成段丘とし、当時の海面高度が現在に比べ 6.5 ± 4 m 高く（AHARON and CHAPPELL, 1986）、それ以降等速的に隆起したとすると、当地域の平均隆起速度は、1,000 年当たり約 0.1～0.2m となる。この値は日本における海成段丘のうちでもっとも小さい平均隆起速度値の一つである。

浜田地震時の隆起・沈降分布と海成段丘の分布との関係をみると、地震時に沈降したとされる地域（生湯）においても海成段丘（Ⅰ面）がみられる。その高度は約 50m で、浜田地震において隆起した地域（国分周辺）の海成段丘面高度とほとんど差はない。もし、浜田地震で起こったような沈降が累積してきたとすると、沈降地域には海成段丘が分布しないか、海成段丘面高度が他地域に比べ低くなっているはずである。そのようなことがみられないことは長期的には浜田地震で生じたような隆起・沈降の傾向は累積していないことを意味している。

2) 浜田地震に伴う隆起・沈降分布の成因

今村（1913）および今回の調査によって明らかになった浜田地震時の隆起・沈降地域の分布と推定断層の分布を重ねてみると（図11）、浜田地震時の隆起・沈降の分布が推定断層（F-1, 2, 4, 5）に対応していることが解る。すなわち、隆起・沈降分布の大きな境界として F-1, 2, 4, 5 が位置している。さらに F-2, 4, 5 を一連の断層と見なすならば、その断層の同一側に隆起・沈降が交互に現われている。このような現象は、横ずれ断層によって引き起こされた 1891 年の濃尾地震（村松, 1963）、1930 年の北伊豆地震（松田, 1972）などの地震時の変形様式とよく似ている。浜田地震における隆起・沈降の分布様式も横ずれ断層によるものである可能性が高い。

しかし前述の推定断層が右ずれであるのか左ずれであるのかは、地形からは判断できない。ちなみに浜田周辺の推定断層とはほぼ同じ走向を持つ鳥取県の鹿野断層・吉岡断層（津屋, 1944）は、右横ずれであることが知られている。

浜田地震の震央は宇佐美（1975）によれば、浜田の南西約 13km の地点（東経 132.0°, 北緯 34.8°）で、推定断層群の南西延長上に近い。しかし、宇佐美（1987）が対人口被害率 50% の分布の分析から改訂した震央は、浜田のほぼ北約 28km（東経 132.1°, 北緯 35.15°）の地点で、本研究での隆起・沈降域、および上記の推定断層からかなり遠い位置にある。もし宇佐美（1987）による震央の位置が正しければ、震央

図 11 浜田地震時の隆起・沈降および推定断層分布図

1. 隆起地域；丸印は筆者らの調査により隆起が明らかになった地域，他は今村（1913）による。2. 沈降地域；今村（1913）による。3. 推定断層，4. 推定した隆起・沈降のおおまかな範囲，5. 浜田地震による隆起・沈降量；隆起量は筆者らの調査，沈降量は今村（1913）による。

と陸上に現われた地殻変動との関係ははっきりせず，今後さらに検討する必要がある。

V. 結 論

1872年に発生した浜田地震は，浜田周辺の海岸部に隆起・沈降が交互に現われるかなり複雑な地殻変動を引き起こした。この地震時の隆起・沈降分布と第四紀後期における地殻変動の傾向を比較した。

浜田周辺には少なくとも2段の更新世海成段丘がみられるが，その高度分布は浜田地震時の隆起・沈降の傾向と対応していない。また，浜田地震前の完新世の離水地形が少なくとも1段みられるが，その高度分布も浜田地震時の隆起・沈降の傾向と対応していない。したがって，浜田地震は本地域の中期更新世以来の長期的な地殻変動の一般傾向とは異なる地殻変動を生じさせた地震である。なお，更新世海成段丘および完新世の旧汀線示標高度からみれば，本地域はきわめて緩慢ながらも長期的には隆起傾向にある。

また，浜田地震時の隆起・沈降の分布は，濃尾地震などで示された横ずれ断層による隆起・沈降分布に似ていることから断層の横ずれ変位の結果である可能性がある。しかし横ずれの資料を示す地形的証拠は得られなかった。

謝 辞

本研究に要した経費の一部は、文部省科学研究費補助金総合研究 A「地形学的方法による地殻変動の研究」(昭和61, 62年度, 課題番号 60302094, 研究代表者: 貝塚爽平) による。討論していただいた同総合研究のメンバー各位に謝意を表する。

文 献

- AHARON, P. and CHAPPELL, J. (1986): Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10^5 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **56**, 337-379.
- 浜田市誌編纂委員会 (1973): 浜田市誌. 上, 1034 p., 下, 895 p.
- HUZITA, K. (1969): Tectonic development of Southwest Japan in the Quaternary Period. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **12**, 53-70.
- 今村明恒 (1913): 明治五年ノ浜田地震. 震災予防調査会報告, **77**, 43-77.
- 活断層研究会 (1980): 日本の活断層——分布図と資料——. 東京大学出版会, 363 p.
- 茅根 創・山室真澄・松本英二 (1987): 房総半島南東岸における旧汀線指標としてのヤッコカンザシ. 第四紀研究, **26**, 47-57.
- 松田時彦 (1972): 1930 年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木 斌編: 伊豆半島. 東海大学出版会, 415 p.
- 村松郁栄 (1963): 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動. 岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), **3**, 202-224.
- 新潟古砂丘グループ (1975): 日本海沿岸の古砂丘. 第四紀研究, **14**, 231-238.
- 大西郁夫・調枝勝幸 (1970): 都野津層群——山陰地方の鮮新・更新統——. 第四紀研究, **9**, 149-152.
- 山陰第四紀研究グループ (1969): 山陰海岸地域の第四系. 日本の第四系, 地団研専報, **15**, 335-376.
- 島根県浜田測候所 (1912): 明治五年旧二月六日 浜田地震. 島根県立浜田測候所, 41 p.
- 豊島吉則 (1975): 山陰の海岸砂丘. 第四紀研究, **14**, 221-230.
- 豊島吉則 (1978): 山陰海岸における完新世海面変化. 地理評, **51**, 147-157.
- 津屋弘達 (1944): 鹿野・吉岡断層とその付近の地質, 昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察. 地震研彙報, **22**, 1-32.
- 宇野泰光 (1978): 島根県江津～浜田地域の都野津層の層序と構造——都野津層群の研究 (その1)——. 地質学雑, **10**, 571-582.
- 宇在美龍夫 (1975): 資料日本地震被害総覧. 東京大学出版会, 327 p.
- 宇佐美龍夫 (1987): 新編日本地震被害総覧. 東京大学出版会, 434 p.

(1989年4月14日受付, 1989年11月20日受理)