房総半島南東岸の完新世前期の溺れ谷堆積物にみられる 地震隆起の痕跡と津波堆積物

藤原 治^{*1, a}・鎌滝孝信^{*2}・内田淳一^{*3}・阿部恒平^{*4}・原口 強^{*5}

本論では、房総半島南東岸の温石川^{おんじゅくがわ}の川岸に露出する約 8,400~7,700 cal BP にかけて堆積した溺れ谷堆積物の特徴と、そこに見られる地震隆起や津波の痕跡について報告する。

この露頭は最大高 5 m 程度で、泥層・砂層・砂礫層の互層からなる。堆積相解析、貝化石と有孔虫化石の分析、AMS による ¹⁴C 年代測定値をもとに堆積環境の変遷を復元した結果、8,200 cal BP 頃に相対的海水準の一時的な低下が認められた。この現象は、地殻変動の少ない東京湾沿岸では、後氷期に 7,000 cal BP 頃のピークへ向けて相対的海水準が継続的に上昇したと矛盾し、調査地域での地震隆起を示していると考えられる。

泥層に挟まる砂層や砂礫層は、溺れ谷に流入した高潮や洪水、あるいは津波による堆積物と考えられる。とくに 8,200 cal BP 頃の相対的海水準が低下する直前に堆積した砂礫層は、海岸の隆起を起こした地震に伴う津波堆積物である可能性が高い。

キーワード：房総半島，完新世，溺れ谷堆積物，地震隆起，津波堆積物

I. はじめに

房総半島南東岸には完新世の海成段丘がよく発達し(横田, 1978; 中田ほか, 1980; 茅根・吉川, 1986), その高度分布や離水時期に基づいて、相対的海水準が最も高かった約 7,300 cal BP 以降の海溝型地震の履歴が解明されてきた(e.g., 穴倉, 2003; 川上・穴倉, 2006)。一方、海成段丘の研究に比べると、この地域に分布する沖積層に関する研究例は少ない。Sakai *et al.* (2004, 2006) は夷隅川低地(図 1-A)を対象に、ボーリングデータや多数の ¹⁴C 年代測定値に基づいて約 11,000 cal BP から 3,000 cal BP にわたる地層と地形の発達プロセスを復元した。そして、後氷期海進によって 7,000 cal BP 頃に、最も湾が内陸まで広がり、その後埋積されて海岸が前進したことを明らかにした。彼らはまた、地形と地層の累重パ

ターンの変化から 9,000 cal BP 頃、6,400 cal BP 頃および 3,500 cal BP 頃に地震隆起が起こったことを指摘した。9,000 cal BP 頃の地震隆起の認定には、相対的海水準の上昇期にもかかわらず、堆積システムが一時的に海側へ前進したことが根拠とされた。これは隆起した土地で河川侵食や海蝕が強まり、湾への堆積物の供給が増加したためと考えられている(Sakai *et al.*, 2004, 2006)。

房総半島南東部を流れる丸山川、三原川、温石川^{おんじゅくがわ}の下流(図 1-B)には、河成段丘や隆起した完新統の露頭が点在し、横田(1978)や鹿島(1985)によって研究されている。その結果、この地層がおもに溺れ谷堆積物であること、完新世河成段丘群(図 1-C)は完新世中期以降に地震隆起によって、間欠的に隆起・離水したことが明らかにされた。

本研究では、温石川の下流で新たに見出した露頭(図

2008 年 4 月 5 日受付。2008 年 9 月 27 日受理。

*1 産業技術総合研究所活断層研究センター 〒305-8567 つくば市東 1-1-1 中央第 7。

*2 応用地質株式会社 〒336-0015 さいたま市南区太田窪 2-2-19。

*3 熊本大学大学院自然科学研究科 〒860-8555 熊本市黒髪 2 丁目 39-1 (現住所：応用地質株式会社 〒336-0015 さいたま市南区太田窪 2-2-19)。

*4 筑波大学大学院生命環境科学研究科 〒305-8572 つくば市天王台 1-1-1。

*5 大阪市立大学大学院理学研究科 〒558-8585 大阪市住吉区杉本 3-3-138。

*a Corresponding author : o.fujiwara@aist.go.jp

図 1 位置図

A : 研究対象地域. B : 調査地の地図. 1/25,000 地形図「安房古川」を使用. Locs. 2, 3 : 鹿島 (1985) が ^{14}C 年代測定を行った露頭. C : 調査地の模式的な地形断面. 1/2,500 国土基本図から作成. I ~ III : 丸山 I ~ III 面 (鹿島, 1985).

Fig. 1 Index map

A : Study area. B : Map showing the study site. Modified from 1/25,000-scale topographic map of Geogr. Surv. Inst., "Awafurukawa". Locs. 2 and 3 : ^{14}C dating sites in Kashima (1985). C : Schematic cross section around the study site based on 1/2,500-scale topographic map of Wada Town. I-III : Maruyama Terraces I, II and III by Kashima (1985).

1-B) を研究対象とする. この露頭では, 堆積構造がよく保存された溺れ谷堆積物の断面を幅 80 m 以上にわたって連続して観察できる. この露頭の堆積相解析, 貝化石と有孔虫化石の分析および AMS による ^{14}C 年代測定を行った結果, 8,200 cal BP 頃に地震隆起が起こったことや, その地震に伴う津波堆積物の可能性がある砂礫層を見出したので報告する.

II. 調査地域

房総半島南部の丘陵に源を発し太平洋へ注ぐ三原川, 丸山川, 温石川が集まる下流部には, 小規模な沖積低地が形成されている (図 1-B). この沖積低地は東西 4.5 km, 南北 7.5 km 程度の広がりがあり, おもに新第三系三浦層群や鮮新-更新統豊房層群 (鈴木ほか, 1990) がつくる丘陵を開析した谷に沿って複雑に入り込んだ形をしている. 上記の河川に沿って 4 段の段丘が分布する (横田, 1978 ; 鹿島, 1985). 最高位の段丘はローム層に覆われることなどから更新世の段丘と考えられ, 他の 3 段の段丘

群は完新世の地震隆起によって形成されたと考えられている (鹿島, 1985). 図 1-C に, 調査地点周辺の模式的な地形断面を示した. 完新世の段丘群は, その分布形態や構成層の特徴から河成段丘と考えられ, 上位から順に丸山 I ~ III 面と呼ばれている (鹿島, 1985). その離水時期は特定されていないが, 鹿島 (1985) は丸山 I ~ III 面の海岸部での分布高度に基づいて, それぞれが房総半島南東岸に分布する完新世海成段丘沼 II ~ IV 面 (中田ほか, 1980) に対比されることを示唆した.

この沖積低地の地層は, 横田 (1978), 鹿島 (1985), 千葉県地質環境インフォメーションバンク (<http://www.pref.chiba.lg.jp/pbgeogis/servlet/infobank.index>) によると, シルト層や粘土層を主とし, 砂層や礫層を時折挟み, 層厚は最大で 30 m 以上に達する. 鹿島 (1985) は層相, 珪藻化石と貝化石の分析結果, ^{14}C 年代測定結果 (表 1 に, おもな結果を暦年校正して示す) から, 丸山 I 面を構成する堆積物を下部河成礫~シルト層, 中部海成泥層, 上部河成砂礫層に 3 区分した. そして, 下部河成

表 1 ^{14}C 年代測定に関するデータTable 1 ^{14}C ages from study area

測定番号	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C 年代 (yrs BP, 1σ)	暦年代 (cal BP)		注記
				1σ	2σ	
JNC4484	<i>Ostrea densamellosa</i>	-1.23	7675 $\pm$ 78	8220-8020	8320-7970	離弁
JNC4485	<i>Cyclina sinensis</i>	-0.57	7896 $\pm$ 97	8480-8260	8570-8150	離弁
JNC4486	<i>Cyclina sinensis</i>	-0.98	8005 $\pm$ 83	8550-8380	8680-8300	合弁
JNC4487	材化石	-28.15	7413 $\pm$ 53	8320-8180	8380-8150	
JNC4488	材化石	-12.49	7477 $\pm$ 109	8390-8180	8460-8020	
JNC4489	球果	-24.80	7083 $\pm$ 52	7970-7850	8010-7790	
JNC4490	材化石	-27.94	7144 $\pm$ 51	8020-7940	8050-7840	
JNC4491	材化石	-30.59	7288 $\pm$ 57	8170-8040	8200-7970	
JNC4492	材化石	-27.83	6938 $\pm$ 89	7850-7680	7940-7610	
JNC4493	材化石	-26.54	7031 $\pm$ 52	7940-7820	7970-7740	
TK-507	<i>Cyclina sinensis</i> (Loc. 2 : 中部海成泥層)	-0.4 $\pm$ 1.6	6546 $\pm$ 61	7150-6980	7220-6900	元データは 6880 $\pm$ 60BP
TK-443	材化石 (Loc. 3 : 下部河成礫～シルト層)	-27 $\pm$ 3	10142 $\pm$ 118	12050- 11600	12250- 11250	元データは 10100 $\pm$ 100BP

TK-443, TK-507 は鹿島 (1985) をもとに暦年校正した。

Samples TK-443 and TK-507 were calibrated from Kashima (1985) to calendric ages.

礫～シルト層と中部海成泥層は 12,000～11,000 cal BP 以降 (表 1) に後氷期の海面上昇に伴って堆積したことなどを明らかにした。また鹿島 (1985) は, Loc. 2 (図 1-B) に分布する中部海成泥層の標高 8.0 m 付近から, オキシジミやイボウミナなどの干潟に棲む貝化石群を見出し, 6,880 $\pm$ 60 yrs BP (7,220～6,900 cal BP) の ^{14}C 年代測定値を報告した (表 1)。この低地では, 海成層の上限高度が 18 m に達することから, 7,220～6,900 cal BP よりやや後に最高海面期を迎えたと推定される (鹿島, 1985)。

本論文で記載する露頭は, 鹿島 (1985) の Loc. 2 より約 600 m 下流で, 標高が数 m 低い位置にあり, 現在の海岸からは砂丘や浜堤を挟んで約 700 m 離れている (図 1-B)。この露頭は高さが 2 m 前後で, ほぼ水平な地層が川沿いに北東-南西方向に 80 m 以上連続して露出する。露頭の南西端では, 幅数 m にわたり表土が崩れた部分があり, そこではさらに上位の地層を観察できる。露頭で観察できる地層の層厚は約 4.8 m である。後述の砂礫層 1 が標高 3 m 付近に分布する (1/2,500 国土基本図からの読み取り値)。

III. 方 法

層相の記載は, 露頭全体を概観するとともに, 堆積構造の保存状態がよい露頭北東部に幅 1 m 程度の「観察窓」を設定して行った (図 2-A)。「観察窓」をねじり鎌で整形して新鮮な地層面を露出させ, 遺跡調査や地層調査

などで用いられる親水性のグラウト剤を用いて, はぎ取り試料を作成した (図 2-B)。はぎ取り試料の作成方法は Takada and Atwater (2004) に詳しい。

「観察窓」からは有孔虫化石の分析試料を阿部ほか (2004) の方法で採取した。すなわち, 整形した露頭面に L 字型のステンレス棒を左右から打ち込んで地層を柱状に削り, これを金属ヘラで露頭から切り出した。切り出した柱状試料 (各長さ 500 mm, 幅 50 mm, 奥行き 25 mm) は計 4 本である。実験室に持ち帰った柱状試料を 1 cm 間隔でスライスし, 凍結乾燥を施した。その後, 乾燥試料の重量を測定し, 250 メッシュ (開口径 63 μm) の篩上で水洗した。有孔虫化石の個体数が比較的少なかったため, 残渣の分割は行わずに全個体を実体顕微鏡下で拾い出した。本研究では, 試料を約 10 cm 間隔で検鏡した結果を報告する。

露頭から採取した貝化石や球果など 10 試料について, 加速器質量分析計 (AMS) による ^{14}C 年代測定を核燃料サイクル開発機構 (現日本原子力研究開発機構) で行った。また, 鹿島 (1985) に示された ^{14}C 年代測定値について, $\delta^{13}\text{C}$ を海生貝殻試料は $-0.4\pm 1.6\text{‰}$ (藤原ほか, 1999), 陸源試料は $-27\pm 3\text{‰}$ (Stuiver and Polach, 1977) とし, conventional age に補正し, その値をもとに暦年校正した。暦年校正プログラムは OxCal3.10 (Ramsey, 1995, 2001) を使用し, 校正データは INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004) と, Marine04 (Hughen *et al.*, 2004) を使用した。この地域の海洋リザーバ効果は不明なので, 海洋の平均

図 2 露頭写真と有孔虫化石分析結果
A : 露頭写真, B : ラグーン堆積物の剥ぎ取り試料の写真, C : 有孔虫化石分析の結果, 1~4, 砂礫層。

Fig. 2 Photograph of the outcrop and result of foraminifera analyses at the study site
A : Photograph of the outcrop. B : Photograph of peeled sample of the lagoon facies.
C : Result of foraminifera analyses.
1-4 : Sandy gravel beds.

値(すなわち $\Delta R = \text{ゼロ}$)を用いた。測定に関する情報を表 1 に示す。

IV. 堆積相および化石の特徴

露頭で観察される地層を、層相、貝化石および有孔虫化石の特徴に基づいて湾奥汽水域の堆積物、内湾泥層、ラグーン堆積物に区分した(図 3)。それぞれの堆積相は、露頭全体を通じて側方へよく連続する。ただし、砂

礫層による下位層の削り込みなどの影響で、各堆積相の層厚は側方へ多少変化する。

また、露頭では側方へよく連続する厚い砂礫層が 4 枚見られる(図 2 および 3 の砂礫層 1~4)。砂礫層 1~4 は露出条件もよく、内部構造を詳しく観察できた。これらは津波堆積物の可能性があるので、最後に一括して記載・解釈を行う。なお、図 3 では観察できた露頭の最下位の層準を基準に、そこからの地層の層厚を示している。

1. 湾奥汽水域の堆積物

記載：この堆積相は露頭の 2 つの層準で見られる。1 つは図 3 の約 80 cm よりも下位の層準である。この層準は大部分が水没していて、詳しい層相はわからないが、巣穴状の生痕化石を含む灰白色の粘土層で、中礫層を 2 層挟む。礫層は亜円礫からなり、層厚 20 cm 前後で下位層を削り込んでおり、斜交層理が見られることがある。粘土層からは *Ammonia beccarii* の卓越する多様性の低い有孔虫化石群集が検出された(図 2-C)。

もう 1 つは図 3 の 116~170 cm の層準で、灰白色で塊状の粘土層からなり、巣穴状の生痕化石を含む。この粘土層の基底に砂礫層 1 が見られる。この粘土層から検出された有孔虫化石群集は、*Ammonia beccarii* がほとんどを占め、*Heynesina* spp. などに伴う(図 2-C)。

解釈：*Ammonia beccarii* は、湾央から湾奥部に生息し(Matoba, 1970)、低塩分環境に耐性がある種である。また、*Heynesina* spp. も湾奥部に生息する種である(小杉ほか, 1991)。

粘土層の層相と有孔虫化石の組成から、この堆積相は閉鎖的な湾奥汽水域、すなわち淡水と海水が混じり合う湾奥で堆積したと考えられる。一方、露頭最下部の礫層は、基底の侵食面や斜交層理の発達する層相から強い流れで運ばれて堆積したと考えられるが、水中に没しているため、詳細な堆積プロセスを議論する情報は得られていない。

2. 内湾泥層

記載：この堆積相は、図 3 の基底から 80~116 cm にかけての層準に見られ、砂礫層 1 に覆われる。この層準は生痕化石や植物片を含む灰白色の砂質シルト層を主とし、白色の粘土の薄層を頻りに挟み、砂質シルト層の一部にはリップル葉理が見られる。この層準には離弁の *Ostrea denselamellosa* (イタボガキ) のほか、貝化石の破片が認められる。下位層に比べて有孔虫化石の多様性が高く、*Ammonia beccarii* に加えて *Pararotalia nipponica*, *Quinqueloculina costata* などが随伴する(図 2-C)。また、下部の 2 試料からは、わずかながら浮遊性有

図 3 露頭の柱状図と ^{14}C 年代測定値
柱状図左のスケールは、露頭の観察できる下限を基底とし、そこからの層厚を示す。

Fig. 3 Schematic columnar section and ^{14}C ages of the study site

Vertical scale shows the thickness of the sediment observed at the outcrop.

孔虫化石が確認された。

解釈：リップル葉理を伴う砂質シルトと粘土層の細互層は、潮流の発生時に砂が移動し、潮流の停滞時に浮遊していた泥粒子などが沈降することで形成された潮汐堆積物 (e.g., 増田ほか, 1988; Dalrymple *et al.*, 1991; 坂倉, 2004) と考えられる。

Pararotalia nipponica と *Quinqueloculina costata* は岩礁地の海藻類に生息する葉上性種である (藤田ほか, 1999)。おもに外洋水に棲む浮遊性有孔虫の化石を含むことも考慮すると、この堆積相は外洋水の影響を受ける内湾で堆積したと考えられる。

3. ラグーン堆積物

記載：この堆積相は図3の基底から170 cmより上位の層準で、粘土層・砂層・砂礫層の互層からなる。粘土層には砂質葉理が見られることがある。この堆積相は図3の基底から256 cm付近を境界に層相がやや異なるので、上下に分けて記載する。

256 cm 付近より下位：この層準は下位層から漸移し、灰色の粘土層と砂層および砂礫層の細互層からなる。砂層は層厚2~5 cmのものが多く、この層準には砂礫層2と砂礫層3が見られる。これらの砂層や砂礫層は下位層を削り込んで覆う。薄い砂層の多くは基底から逆級化して、中部が最も粗粒になり、細一中礫を含む。砂層の上部は級化を示し、波長数 cm のリップル葉理が発達し、その上を白色の粘土薄層が覆うことが多い (図2-B)。礫のインプリケーションからは、1枚の砂層の中で層準によって北東と南西の両方向の古流向が読み取れることがある。この層準からは有孔虫化石は産出しなかった。

256 cm 付近より上位：炭質物に富む灰白色または白色の粘土層を主とし、最大層厚50 cmに達する礫層や砂層を4層挟む。このうち一番下位のものが砂礫層4である。その他の砂層や礫層は露出範囲が狭く、詳しい堆積構造や側方変化は不明である。砂礫層4の直上の砂層は、斜交層理が見られ、リップアップクラストや植物片を含み、全体として上方細粒化する。図3の基底から400~445 cmの層準を占める礫層は、径5 cm未満の亜円礫が主で、斜交層理が発達する。この礫層は全体として中部が最も粗粒で、そこから上方へ細粒化し、上面を白色の粘土薄層に覆われる。図3の基底から445~465 cmの層準を占める砂層は、上方細粒化する砂層が2枚重なったもので、斜交層理やリップル葉理が発達し、木片を含む。

解釈：河口域では海と陸から運び込まれる堆積物の量比と、その運搬に関わる営力 (波浪・潮汐・河川) の相対的な強度によって、異なる堆積システムが形成される

(Dalrymple *et al.*, 1992; 坂倉, 2004)。この堆積相は有孔虫化石も生痕化石も含まないので、河川水の影響を強く受けて堆積したと考えられる。粘土層に潮汐の影響を示す堆積構造が見られないことも、この解釈を支持する。植物根を含まないことは堆積時にある程度の水深があったこと、粘土層が卓越することは通常時には水の動きが少なかったことを示している。Dalrymple *et al.* (1992) や坂倉 (2004) に示された河口域における堆積システムとの比較からは、この堆積相の堆積場はラグーンが最も考えやすい。

粘土層と互層する砂層や礫層は、砂や礫を多量に含む流れから堆積した地層の特徴を持っている。これらは、ラグーンに強い流れが突入した痕跡と考えられ、その原因としては高潮や洪水あるいは津波が考えられる。

4. 津波堆積物の可能性がある砂礫層

記載：各砂礫層の層厚は砂礫層1 (25~35 cm)、砂礫層2 (8~22 cm)、砂礫層3 (最大20 cm)、砂礫層4 (約50 cm) である。これらの砂礫層は下位の泥層を削り込んで覆い、次にあげる3つの特徴が共通して認められる。

(1) 砂や砂礫の単層 (層厚1~数 cm) とマッドドレイプが繰り返して重なった構造を持つ。この構造は砂礫層の上部で明瞭に見られるが、下部から中部にかけては単層同士が癒着していることが多い。上位の単層による侵食を免れたマッドドレイプが砂礫層の中部でも見られることがある (図2-B)。マッドドレイプは植物片を多く含むこともある。(2) 個々の単層は逆級化一級化構造を示すことが多い。つまり、基底から逆級化して中部で最も粗粒になり、中部から上部へは級化する。また、個々の単層には、しばしば斜交層理などが発達する。(3) 上部ほど細粒で薄い単層が重なり、砂礫層全体としては上方細粒化する。

また、個別の特徴として以下のことがあげられる。砂礫層1は径2 cm以下の礫が多く、*Cyclina sinensis* (オキシジミ) や *Batillaria zonalis* (イボウミナ) の化石を含む。オキシジミの一部は合併である。砂礫層2と砂礫層3は、長径1~2 cm以下の扁平礫が多い。砂礫層2では単層の内部にカレントリップルなどが見られ、扁平礫にはインプリケーションが見られるが、正確な古流向の復元はできていない。砂礫層4は径2~3 cmの亜円礫を主とするが、より大きな礫も含む。

解釈：これらの砂礫層は、露頭で数十 m もほぼ水平に一定の層厚を保ちつつ連続して分布するので、湾内のチャネルを充填したものではなく、シート状に広がっていると考えられる。(1) の特徴は、砂礫層を形成する強い

流れとマッドドレイプが堆積する流れの停滞期が繰り返したことを示す。(2)の特徴は、個々の単層が1回の流れが弱まっていく過程で堆積したことを示す。(3)の特徴は、流れが河度も繰り返したことで、後になるほど流入する流れが弱まったことを示す。これらの特徴を併せ持つことは、長い周期で押し波と引き波が繰り返す津波で堆積した地層の内部構造の特徴(藤原, 2007; Fujiwara and Kamataki, 2007)と調和的である。

しかし、津波堆積物の重要な特徴である古流向が反転を繰り返す構造は確認できていない。砂礫層4の一部では、礫のインプリケーションから上下の単層で逆向きの古流向が推定されるが、礫の三次元配列を確認していないので、厳密には流れの反転を確認できない。

V. 堆積年代と相対的海水準変動

ここでは、 ^{14}C 年代測定値に基づいて各堆積相の堆積年代を推定する。また、堆積相の累重パターンから復元される環境の変遷を相対的海水準変動と関連させて論じる。

1. 堆積年代

暦年較正した ^{14}C 年代測定値を図3に示した。内湾泥層の下部から8,320~7,970 cal BP(年代幅 2σ , 以下同じ)、最上部から8,380~8,150 cal BPの ^{14}C 年代測定値が得られた。内湾泥層を覆う砂礫層1からは、8,570~8,250 cal BPと8,680~8,300 cal BPの年代測定値が得られた。この値は上・下位の試料に比べて、年代がやや古い。その理由には、海洋リザーバ効果が不確定であることや、産状からは試料の貝殻が再堆積した可能性が考えられる。有意に古い年代値を除くと、ラグーン堆積物は8,000~7,700 cal BP頃に堆積したと考えられる。

ラグーン堆積物の層相(炭化物に富む粘土層・砂層・礫層の互層)は、鹿島(1985)が報告した丸山I面堆積物中の上部河成礫層や、より若い河成段丘を覆う河成層に類似する。しかし、堆積年代(8,000~7,700 cal BP頃)と分布高度に基づく、このラグーン堆積物はLoc. 2(図1-B)で見られる中部海成泥層の下位に位置する。したがって、これは下部河成礫~シルト層上部から中部海成泥層の下部に相当する地層であり、今回新たに識別された堆積物である。

2. 相対的海水準変動

上記のデータとLoc. 2(図1-B)で推定された堆積環境(鹿島, 1985)を総合して、堆積環境の変遷を図4に整理した。この結果には、水深の推定値、潮差、露頭の標高値、地層の圧密に起因する誤差が含まれるが、相対的海水準変動の傾向を議論することは可能である。

8,400~8,300 cal BP頃の汽水環境から、8,300~8,200 cal BP頃の内湾環境へと相対的海水準の上昇が認められる。砂礫層1が堆積した直後(8,200 cal BP頃)に再び汽水環境となっており、相対的海水準が低下したことが示唆される。8,000~7,700 cal BP頃までは、海から隔離されたラグーン環境が続いており、この間については海水準変動を復元するには情報不足である。しかし、この後海面が再び上昇したことは、Loc. 2で標高8.0 m付近(7,220~6,900 cal BP頃)に干潟の貝類群集が認められることと、調査地域周辺では海成層上限高度が約18 mとされること(鹿島, 1985)から明らかである。

VI. 相対的海水準の低下が示す地震隆起

相対的海水準の変動は、ユースタシー、ハイドロアイソスタシー、地域的な地殻変動、河口部での堆積作用な

図4 温石川流域の堆積相の重なりから復元された相対的海水準変動

Fig. 4 Relative sea-level change around the study area reconstructed from the stacking pattern of the depositional facies

どが組み合って起こる。個々の要因の区別は難しいが、他地域の相対的海水準変動と比較することで、8,200 cal BP 頃に見られる相対的海水準の低下に、どの要因がより強く働いたかを推定した。

Sakai *et al.* (2004) は、既存の研究を総合して東京湾沿岸の 11,500 cal BP 頃から 6,000 cal BP 頃にかけての相対的海水準変動曲線を描いた。それによれば、海面は 6,800~6,600 cal BP 頃のピークに向かって上昇し、この間に海面上昇の停滞や低下は認められない。東京湾沿岸は海溝から離れており、関東地震のような海溝型地震による地殻変動が少ない地域であり、温石川を含む房総半島南東岸とはテクトニックセッティングが異なる。したがって、温石川で認められた 8,200 cal BP 頃の相対的海水準の低下は、地域的な隆起や河口部の堆積システムが海側へ前進したことが主因と考えられよう。この堆積システムの前進は、Sakai *et al.* (2004, 2006) が夷隅川低地で解釈したように、隆起した地域で河川侵食が強まり、そのために堆積物供給が増加したことも一因と考えられる。調査地周辺には、比較的時代が新しく固結の弱い地層が分布しているので、それは十分起こり得ると考えられる。また、相対的海水準が低下する境界に挟まる砂礫層 1 は、地震隆起と関連した津波堆積物の可能性が高い。

この相対的海水準の低下と直接対比できる海成段丘の離水イベントは今のところ知られていない。内房の館山地域(図 1-A)の内湾堆積物からは、8,200~8,000 cal BP 前後に 2 枚の津波堆積物(T2 および T2.1)が報告されている(藤原ほか, 2003)。これらの津波堆積物との対比が確実にできれば、上記の相対的海水準の低下は地震隆起に起因することがより明確になると考えられる。

VII. ま と め

房総半島南東岸に分布する完新世の溺れ谷堆積物について、層相、化石および¹⁴C 年代測定値から、8,400 cal BP 頃から 7,700 cal BP 頃にかけての堆積環境を復元し、地震隆起と津波の痕跡を見出した。

1. 温石川で新たに見つかった露頭は、泥層・砂層・砂礫層の互層からなり、この場所では時代とともに湾奥汽水域、外洋水の影響のある内湾、湾奥汽水域、ラグーンの順で環境が変化したことがわかった。

2. 8,200 cal BP 頃に相対的海水準の低下が推定され、これは同時期に関東周辺などで相対的海水準が上昇傾向にあったことと矛盾する。相対的海水準低下のおもな原因は、地震隆起と河口周辺での堆積作用の相互作用

と考えられる。

3. 露頭では堆積構造の特徴から、津波堆積物の可能性のある砂礫層が少なくとも 4 層認められた。なかでも 8,200 cal BP 頃に堆積した砂礫層は、上述した相対的海水準の低下時期に対応しており、海岸を隆起させた地震に伴う津波堆積物の可能性が高い。

謝辞 北海道大学大学院地球環境科学研究院の平川一臣教授、熊本大学大学院自然科学研究科の長谷川四郎教授、島根大学総合理工学部の入月俊明准教授には露頭および研究室で議論していただき、本研究を進める上で有益であった。¹⁴C 年代測定値の暦年校正には、(株)パレオ・ラボの伊藤 茂氏にご協力いただいた。本稿は匿名の査読者からのコメントによって改善された。

引 用 文 献

- 阿部恒平・内田淳一・長谷川四郎・藤原 治・鎌滝孝信 (2004) 津波堆積物中の有孔虫組成の概要と殻サイズ分布の特徴について—房総半島南部館山周辺に分布する完新統津波堆積物を例にして—。藤原 治・池原研・七山 太編「地震イベント堆積物—深海から陸上までのコネクション」, 地質学論集, no. 58, 77-86.
- Dalrymple, R.W., Makino, Y. and Zaitlin, B.A. (1991) Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay—Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. and Rahamani, R.A. (eds.) *Clastic tidal sedimentology* : 137-160, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 16.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (1992) Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- 藤田和彦・西 弘嗣・斉藤常正 (1999) 琉球列島沿岸海草帯に生息する葉上性有孔虫類の季節変化。化石, 66, 16-33.
- 藤原 治 (2007) 地震津波堆積物 : 最近 20 年間のおもな進展と残された課題。第四紀研究, 46, 451-462.
- Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2007) Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform : an example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology*, 200, 295-

313.

- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介 (1999) 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, 38, 41-58.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003) 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連—房総半島南端の完新統の例—. 第四紀研究, 42, 67-81.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1059-1086.
- 鹿島 薫 (1985) 房総半島, 丸山川・和田川流域の完新世の地形発達. 地理学評論, 58, 734-743.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究. 地理学評論, 59, 18-36.
- 川上俊介・穴倉正展 (2006) 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 82p, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小杉正人・片岡久子・長谷川四郎 (1991) 内湾域における有孔虫の環境指標種群の設定とその古環境復元への適応. 化石, 50, 37-55.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研 (1988) 茨城県行方郡北浦内宿の更新統にみられる 9 日間の潮流によって形成された斜交層理. 筑波の環境研究, 11, 91-105.
- Matoba, Y. (1970) Distribution of recent shallow water foraminifera of Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, northeast Japan. Science Report of Tohoku University, 2nd ser. (Geology), 42, 1-85.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, 53, 29-44.
- Ramsey, C.B. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. Radiocarbon, 37, 425-430.
- Ramsey, C.B. (2001) Development of the radiocarbon program. Radiocarbon, 43, 355-363.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1029-1058.
- Sakai, T., Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2004) Tectonic uplifts recorded in topography and borehole successions in the Isumi River lowland, mid Boso Peninsula, central Japan. Fujiwara, O., Ikehara, K. and Nanayama, F. (eds.) Earthquake-induced event deposits—From deep-sea to on land. The Memoirs of the Geological Society of Japan, no. 58, 51-62.
- Sakai, T., Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2006) Incised-valley-fill succession affected by rapid tectonic uplifts: An example from the uppermost Pleistocene to Holocene of the Isumi River lowland, central Boso Peninsula, Japan. Sedimentary Geology, 185, 21-39.
- 坂倉範彦 (2004) 潮汐環境の堆積物: 日本の干潟の理解に向けて. 化石, 76, 48-62.
- 穴倉正展 (2003) 変動地形から見た相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 地震研究所彙報, 78, 245-254.
- Stuiver, M. and Polach, H.A. (1977) Discussion: Reporting of ^{14}C data. Radiocarbon, 19, 355-363.
- 鈴木尉元・児玉喜三郎・三梨 昂 (1990) 那古地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 48p, 地質調査所.
- Takada, K. and Atwater, B.F. (2004) Evidence for liquefaction identified in peeled slices of Holocene deposits along the lower Columbia River, Washington. Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 550-575.
- 横田佳代子 (1978) 房総半島南東岸の完新世海成段丘について. 地理学評論, 51, 345-364.

Early Holocene coseismic uplift and tsunami deposits recorded in a drowned valley deposit on the SE coast of the Boso Peninsula, central Japan

Osamu Fujiwara*^{1, a}, Takanobu Kamataki*², Jun-ichi Uchida*³,
Kohei Abe*⁴ and Tsuyoshi Haraguchi*⁵

This paper discusses a coseismic uplift which occurred around 8,200 cal BP along the south-east Boso Peninsula on the Pacific coast of central Japan facing the Japan Trench and Sagami Trough. Estimated uplift is based on eleven ¹⁴C ages and analyses of sedimentary facies, fossil assemblages of foraminifera and mollusks from the outcrops along the Onjaku River. The deposit is represented by alternation of mud, sand, and gravel beds deposited in a drowned valley system.

The results suggest that the relative sea-level rapidly fell around 8,200 cal BP. This phenomenon is discordant with the relative sea-

level curve obtained from the Tokyo Bay area of small tectonic movements, which indicates a continuous relative sea-level rise toward a peak around 7,000 cal BP. Relative sea-level fall estimated from the study area probably reflected a local tectonic uplift.

Sand and gravel beds alternating with mud beds might be deposited by storm surges, river floods, and/or tsunamis that intruded into the muddy drowned valley. The conglomerate bed deposited just before the relative sea-level fall around 8,200 cal BP is interpreted as a tsunami deposit caused by the same earthquake that uplifted the study area.

Keywords : Boso Peninsula, Holocene, drowned valley deposit, coseismic uplift, tsunami deposit

*1 Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology. Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567, Japan.

*2 OYO Corporation. 2-2-19 Daitakubo, Minami-ku, Saitama, 336-0015, Japan.

*3 Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University. 2-39-1 Kurokami, Kumamoto, 860-8555, Japan (Present address : OYO Corporation. 2-2-19 Daitakubo, Minami-ku, Saitama, 336-0015, Japan).

*4 Graduate School of Life and Environmental Sciences, the University of Tsukuba. 1-1-1 Tennodai, Tsukuba, 305-8572, Japan.

*5 Graduate School of Science, Osaka City University. 3-3-138 Sugimoto, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558-8585, Japan.

*a Corresponding author : o.fujiwara@aist.go.jp