

## Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits

bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan

Fujiwara, O., Hirakawa, K., Irizuki, T., Hasegawa, S., Hase, Y., Uchida, J., Abe, K., 2010. *Island Arc*, 19, 374–388.

南海トラフ東部，中部日本の御前崎地域の海浜堆積物から推定した再発間隔が1,000年スケールの隆起

### 要旨

中部日本の御前崎の南西海岸にある完新世の海成段丘群は，再発間隔が千年スケールの隆起イベントの証拠を示す．我々は，これらの段丘群の隆起の歴史をドリルコアとジオスライサー試料の層相解析，生痕化石に基づく環境解析，そして<sup>14</sup>C年代を用いて復元した．海岸の隆起は前浜堆積物のような「海浜堆積物の変位」で特定でき，前浜堆積物は波が卓越した砂質海岸の潮間帯を示す．南海トラフに面する過去の海浜堆積物の三つの平坦面は，御前崎地域周辺の海岸で特定された．最高位のものは約紀元前 3020-2880 年前で，最大隆起量は 2.2-2.7 m である．二番目の海浜面は約紀元前 370-190 年以前の年代で，隆起量は 1.6-2.8 m である．一番低い海浜面は西暦 1300-1370 年より古く，隆起量は 0.4-1.6 m である．この地域の完新世の地殻の垂直変位データの我々の分析は，急速で強烈な隆起は御前崎南西海岸に限定され，それはおそらくプレート境界のメガラストから分岐する派生的な高角逆断層によるものだろう．

### 序

南海トラフと駿河トラフはプレート収束境界に位置し，歴史的に巨大なプレート間地震(M~8)が繰り返し起きている(Fig. 1)．これらの地震はフィリピン海

プレートが、ユーラシアプレートの下に沈み込むことが原因である。御前崎地域はプレート境界の巨大断層の一部分の上であり、巨大断層は歴史地震時に滑る地点である(Fig. 1)。この地域での最も最近の巨大地震は、西暦 1854 年に起こった(安政東海地震, M8.4 ; Ando, 1975)。西暦 1893-1894 年に書かれた当時の現地資料によると、1854 年の地震時の御前崎とその周辺地域の隆起は 1 m に達した(Hatori, 1976 ; Ishibashi, 1984)。しかし、これらの地域では海岸段丘のような歴史地震の地形的証拠と地質的証拠は見つかっていない。

歴史的な隆起の地形的証拠と地質的証拠の欠如は、たぶん地震間の沈降に関係しているのだろう。測量データや潮位計のデータは、現在の地震間と地震間の過去 50 年にわたる御前崎地域の急速なトラフ方向への傾動を示す。傾動はユーラシアプレートの変位と解釈され、これはフィリピン海プレートの沈み込みによる引っ張りが原因である。御前崎岬で記録された最大の沈降速度は 8 mm/yr である(海岸変動観測所 2009)。しかし、4 つの完新世の隆起海岸段丘があり、海水準から 14 m に達し、御前崎地域の南海岸に沿って分布する(Fig. 2) (e.g. Sugiyama *et al.* 1988 ; Azuma *et al.* 2005)。これらの段丘群は大規模で永久的な変動と再発する隆起イベントを経験していることを示す。完新世の海岸段丘群は、南海トラフの東部の海岸では、この地域にしか見つかっておらず(Koike & Machida, 2001)、それは南御前崎地域では完新世に前例のない地殻変動による隆起のあったことを示す。しかし、厚い風成砂が段丘を覆っており、段丘群の年代や隆起量の評価を妨げている。

この問題を克服するために、前の研究者たちは段丘の掘削を行った。先行研究は Azuma ら(2005)によってハンドオーガーで行われ、段丘群が 1400-1800 年の再発間隔の地震によって形成されたこと、各イベントは約 4 m の隆起を起こしたことを示した。しかし、段丘群の正確な隆起量と形成年代は不確かなままで

ある。それは過去の海水準を示唆する海浜堆積物まで到達したコアが一つもないからである。Fujiwara *et al.* (2007)はドリルコアを用いて、これらの段丘群の隆起年代と過去の海水準を推定した。しかし、コア堆積物の堆積相の詳細な記載や年代は示していない。

我々は完新世の4つの海成段丘について掘削調査を行い、下位の3つの海浜堆積物の上限を特定した。ここで我々は汎世界的海水準変動を補正して、これら3つの段丘の正しい隆起の推定値を紹介する。また、堆積物の放射性炭素年代を用いて、これらの段丘の隆起年代を推定した。最後に段丘形成を説明する断層モデルを示す。

#### テクトニックと地形セッティング

御前崎地域は南海トラフと駿河トラフの交点の近くにあり、そこは本州の下にフィリピン海プレートが沈み込んでいる(Fig. 1)。その地域の微小地震の分布解析は、御前崎地域の下でフィリピン海スラブが西傾斜( $15^{\circ}$ )していることを示す(Harada *et al.* 1998)。南海トラフ東部と駿河トラフの内部トラフの上にトラフと平行な活断層や活褶曲が分布する(Okamura *et al.* 1999 ; 東海沖海底活断層の調査グループ 1999 ; Moore *et al.* 2007)。

御前崎地域は、南海・駿河トラフ沿いの地殻変動による隆起の典型的なものであり、おおよそ更新世後期の段丘群、沖積低地、そして海岸低地に分けられる(Sugiyama *et al.* 1988) (Fig. 2a)。後期更新世の段丘群は海拔 30-100 m であり、主に砂層と円礫層から成る。段丘群は北から南に向かって牧之原、笠名、そして御前崎段丘に分けられる(e.g. Sugiyama *et al.* 1988)。これらの段丘群は、それぞれ便宜的に海洋同位体ステージ 5e, 5c, そして 5a に対比されている(Sugiyama *et al.* 1987 ; Koike & Machida 2001)。御前崎段丘は、小規模の北

北東方向の断層と褶曲によって変形または変位している(Fig.2a). 個々の断層による段丘面の鉛直変位は, 3-7 m である(Sugiyama *et al.* 1988 ; Azuma *et al.* 2005).

沖積低地は御前崎地域に発達しており(Fig. 2a), そこでは, 完新世の堆積物が更新世後期の段丘群や新第三紀の基盤岩を刻んだ溺れ谷を充填する. これらの低地の下の完新世のシーケンスは, 主に浅い内湾堆積物とその上位の河川堆積物から成る(e.g. Sugiyama *et al.* 1988 ; Fujiwara *et al.* 2007). 長川低地では, 海水準から 15 m の高さに及ぶ風成砂丘の列があり, それらは主に砂と泥炭の互層から成っている(Fujiwara *et al.* 2007, 2008). この砂丘システムの一部は, 先行研究において完新世の海成段丘と間違えられていた(Sugiyama *et al.* 1988 ; Azuma *et al.* 2005).

御前崎テラスの西端に接する海岸低地は, 完新世の海成段丘群と風成砂丘列によって特徴づけられる(Fig. 2). 我々の研究地域である新神子地域は, この海岸低地内にある. 4 つの海成段丘群は, 前からこの地域で知られており(例えば Sugiyama *et al.* 1988 ; Azuma *et al.* 2005); それらは厚い(数メートルもしくはそれ以上)風成砂や後背湿地堆積物に覆われている. 完新世の段丘群は Azuma *et al.* (2005)によって上から下に新神子段丘 I, II, III, そしてIVに分類された. 本論では我々はその分類に従う. 段丘群の海側の端は砂丘で縁取られ, そして現在の海岸線とほぼ平行だが, 新神子段丘 I は例外である(Fig. 2a). Azuma *et al.* (2005)は, 段丘群は完新世の海進ピークの後に離水したと推定した. この推定はいくつかの放射性同位体炭素年代に裏付けられる地形的証拠に基づく.

新神子 I 段丘は御前崎段丘の西側の基部に位置する. その最大標高は海水準上 13 m で, そしてその面積は下位の新神子段丘よりも小さい(Fig. 2a). 他の新神子段丘群(それらはほとんど平面で水平である)とは異なり, 新神子 I 段丘の中

中央部は西側に傾いている。この段丘は長川の支流口であり、繰り返えされる河川による浸食や堆積を受けてきた。新神子Ⅱ段丘(海水準上約 10 m)は、新神子Ⅰ段丘と御前崎段丘の両方の南端に沿って分布する。新神子Ⅲ段丘(海水準上約 7 m)は上位の 2 つの段丘より幅広い。

新神子Ⅳ段丘(海水準上約 4 m)は研究地域で最も幅広い段丘で、ほとんど砂丘である。海岸では浸食から段丘を守るために現海岸線とほぼ平行に人工砂丘が整備されている。新神子Ⅳ段丘の陸側西端奥は東西に長細く伸びるトラフ状の地形的低まりである(Fig. 2)。1880 年代の日本陸軍測量によって出版された 2 万分の一スケールの地形図は、地形的低まりが後背湿地であり、新神子Ⅳ段丘によって遠州灘海岸から分離した長川の屈曲部の名残であることを示す。この地形的低まりは最近の再開発されるまで水田として使われていた。

## 方法

海浜堆積物の離水は砂質海岸における古海水準変動の良い指標である。我々はそれぞれの海成段丘に対応する離水イベントの時代指標として前浜堆積物の上限を用いた。前浜堆積物は干潮時の波打ち際から満潮時の波打ち際までである。それらの上限は、堆積時のおおよその海水準を示す。しかし、この方法では潮位が古海水準の決定に不確かさを加える。研究地域の潮位は 2 m まで変化する。特に御前崎岬では 1.9 m の潮位が観測された(気象庁 2009)。前浜堆積物は堆積構造や化石から他の海岸の堆積シーケンスと区別でき(e.g. Clifton *et al.* 1971; Yokokawa & Masuda, 1991), 日本やその他の場所でも地殻運動の復元に用いられている(e.g. Masuda *et al.* 2001; Sakai *et al.* 2006; Zazo *et al.* 2007)。

我々は、ドリルコアやハンドジオスライサーコア(Takada *et al.* 2002)で主に海浜と砂丘と後背湿地の試料をコア試料として採取した。口径 100 mm あるい

は 86 mm, 長さ 13.2 m までのドリルコアを合計 9 個採取した(Fig. 2b, c). 幅 10 cm, 長さ 2 m のジオスライサーは  $^{14}\text{C}$  データの試料を採取するために, 各ボーリングコアサイトの近くで用いた.

新神子 I 段丘では 110 m 離れた二つのドリルコアを採取し, 1 つは段丘の端の砂丘(コア St-A)でもう一本は段丘西部(コア OMZ-6)である. コア OMZ-1 と OMZ-2 は, 新神子 II 段丘の南北線上に 15 m 離れた場所で採取され, コア OMZ-3 と OMZ-4 は新神子 III 段丘の南北線上に 15 m 離れた場所で採取された. 新神子 IV 段丘から採取した三つのコア: コア No-B(以前の海岸線付近); コア No-C(コア No-B の約 130 m 海側); コア St-B(段丘の陸側端沿いの後背湿地). 掘削サイトの標高はリアルタイムキネマティック法を用いている GPS で測定した.

すべてのコアは, 堆積物の堆積構造の解析を行なう前に記載し, 撮影した. 我々は, 剥ぎ取り試料を採取するために日本製の接着剤(OH-1; Takada & Atwater, 2004)を用いた. 剥ぎ取り試料は堆積構造の詳細な解析のためである. 堆積相の鉛直累重様式は前浜堆積物の同定のために分析された. 我々は典型的な波浪卓越型浅海システム(Walker & Plint 1992; Masuda *et al.* 2001)との比較から, それぞれの層準の堆積環境を推定した.

段丘の離水イベントの年代を決定するため, 我々は 22 試料の放射性炭素年代を得た. これらは木片, 植物, 木炭, 泥炭, 腐植土, そして海成軟体動物の貝を含む(Table 1). 全ての試料は加速器質量分析器(AMS)を用いて測定した. 放射性炭素年代(BP 年代)は, 陸成試料は IntCal104 データセット(Reimer *et al.* 2004)を用い, 海成試料は Marine04 データセット(Hughen *et al.* 2004)を用いて両方とも OxCal3.10 較正ソフト(Ramsey, 1995, 2001)で較正年代あるいは暦年代(AD または BC)に変換した. 世界平均とローカルマリンリザーバー効果( $\Delta R$ )の差は, 本研究地域においては評価されていないので, 我々は  $\Delta R$  を  $77 \pm 32$  であると仮

定した。これは中部日本の三浦半島(Fig. 1)の太平洋岸で Shishikura *et al.* (2007)によって報告されたものだ。

コア St-A と St-B に関しては、5~35 cm の間隔で採取した試料の珪藻を分析した。それぞれの試料にはごく少数の珪藻が存在していたので、すべての珪藻を同定し、数えた。下位層から由来した化石珪藻は 14 サンプルで見つかった(Table 2)。珪藻群集は、我々がコアのその部分の堆積環境を推定するのを助ける。

## 堆積相と層序学的組み合わせ

### 堆積相

コア試料の堆積学的かつ古生物学的解析から、我々は 6 つの堆積相に分類した。それらを下から順に記載する。

#### 岩相 1：下部外浜堆積物

記載：新神子IV段丘のコア No-C の下部にだけ見られ、層厚 4.2 m であった。主に数枚の斜交層理を持った極細粒~細粒砂層から成る。砂層は黒雲母粒子を豊富に含み、黒い層やラミナを形成する。砂層は厚さ 1 cm 以下の円磨された細礫や小礫を含む。泥の明瞭な壁を持った巣穴も、この岩相を特徴づける(Fig. 4a)。この岩相の最下部には貝類の貝殻が散在する。岩相 1 は上方粗粒化シーケンスで岩相 2 にかわる。

解釈：斜交層理、黒雲母粒子の濃縮層、そして円磨された粒子は波と流れの影響を強く受けた環境を示す。シルト層またはマッドクラストの欠如は、この岩相が静穏時の波浪限界よりも浅い環境で堆積したことを示す。岩相の累重様式、堆積物の特徴、巣穴、全体的な上方粗粒化シーケンスは、下部外浜堆積物であることを示す(Saito 1989; Okazaki & Masuda 1992; Walker & Plint 1992)。

## 岩相 2 : 上部外浜堆積物

記載: 岩相 2 は新神子 II, III, IV 段丘のコアに見られた。この岩相はコア OMZ-2 を除き、斜交層理が普通に見られる中粒砂層で特徴づけられる (Fig. 4b)。砂層は黒雲母粒子を豊富に含み、黒いラミナを形成する。細礫から中礫サイズの礫層の厚さは 10 cm 以下で、級化し砂礫層と互層をなす。コア No-C は厚さ 40 cm 以下の粗粒砂から細粒砂の級化層である。級化砂層のそれぞれは、明瞭な基底面を持ち、斜交層理も見られた。基底の浸食面上には円磨された小礫が見られる。これらの特徴はラグ堆積物を示す。コア No-C の岩相 2 は、厚さ 4.65 m で上方粗粒化する。

コア OMZ-2 の堆積物は掘削時に堆積物が乱され、堆積構造の保存状態は良くない。しかし、円磨された細礫層と中粒～粗粒砂の互層を確認した。各層の厚さは 35 cm ほどで、全体的に級化が見られる。ほとんどの単層は互いに融合し、境界は不明瞭である。シーケンスには厚さ 5 cm ほどの逆級化砂層もある。

解釈: 下位の岩相 1 よりも粗粒な粒子の産出は、堆積時に岩相 1 よりも強い波や流れの影響を受けていたことを示す。斜交層理の多様さは上部外浜堆積物の特徴である (e.g. Saito 1989; Walker & Plint 1992)。明瞭な基底面を持つ級化を示す砂礫層は、波や流れが弱まっていく時に堆積したか、嵐の堆積物である。堆積物の特徴と累重様式は上部外浜堆積物であることを示す。

## 岩相 3 : 海浜堆積物

### 岩相 3.1 : 前浜堆積物

記載: 岩相 3.1 は新神子 III, IV 段丘で確認される。淘汰の良い細粒～中粒砂層から成り、平行層理あるいは低角の斜交層理が見られた。直径数センチの円磨さ



れた細礫の層が砂層中に見られた。小さな管状の巣穴が砂層中によく見られる。巣穴は直径 3~4 mm で、長さは 3 cm 程で、白い鉱物粒子で満たされている(Fig. 4c)。岩相 3 はコア No-C では厚さ 0.55 m で、コア OMZ-4 では厚さ 1.9 m であり、ともに上位の岩相 5 に変化する。

解釈：平行もしくは低角の斜交層理がある砂層は、前浜堆積物の典型的な特徴である(e.g. Clifton 1969; Clifton *et al.* 1971; Yokokawa & Masuda 1991)。この岩相の小さな巣穴は *Macaronichnus segregatis* に似た生痕であり(Nara & Seike 2004; Seike 2007)、これは過去と現在の前浜堆積物に広く見られる(Clifton & Thompson 1978; Okazaki & Masuda 1992; Masuda *et al.* 2001; Nara & Seike 2004)。

### 層 3.2 : 礫質の海浜堆積物

記載：岩相 3.2 は新神子 I, II 段丘のコア試料に見られた。小礫と中礫の互層で、クラストサポートで稀に 10 cm 程の砂層を挟む(Fig. 4d)。礫層は厚さ 30 cm ほどで、級化や逆級化が見られる。コア OMZ-1 と OMZ-2 では、採取時に乱されたので、堆積構造の保存状態が良くない。岩相 3.2 は厚さ 2.2 m で、コア OMZ-2 は岩相 2(上部外浜堆積物)を不整合的に覆う。岩相 3.2 は岩相 4(沖積堆積物)または岩相 5(砂丘と後背湿地堆積物)に覆われる。

解釈：円磨された粗粒な堆積物と細粒物の無い成層した単層は、強い波または流れ、もしくはその両方の影響下で堆積したことを示す。その層序的位置は、以前には湾口付近だったこと、岩相の累重様式は、前浜や後浜環境の礫質海浜堆積物を示す。

### 岩相 4 : 河川性堆積物

記載：岩相 4 は新神子 I 段丘のコア OMZ-6 と St-A, 新神子IV段丘のコア St-B で確認された。コア OMZ-6 と St-A では、岩相 4 は礫層の累重からなり、岩相 3.2 の上位にあり、その境界は浸食面で、砂層に覆われる。礫層は厚さ 70 cm ほどで、淘汰の悪い小礫からなり基質支持で、基質は砂である。礫層は全体的に上方細粒化し、級化成層や逆級化成層が見られ、厚さ約 10 cm の砂層を挟む。礫層はごく薄い平行葉理を持つ泥質砂(厚さ 5 cm)に覆われる。砂層の上部は、淘汰の良い中粒砂層によって特徴づけられ、平行もしくは斜交層理が見られる。砂層は石英に富む。泥質砂層は厚さ約 50 cm で、リップラミナや薄い泥層(マッドレイプ)を持ち、砂層中に見られる(Fig. 4e)。コア St-B において、岩相 4 は少なくとも 1.2 m ほどの厚さで、主に細粒～中粒砂層から成り、斜交層理が見られ、植物の根を含む。腐植質層は約 5 cm の厚さで、根が多く点在し、砂層の中間ぐらいに挟まれる。岩相 4 の上部には斜交層理や平行層理の見られる礫質砂層が挟まれる。この砂層は明瞭な基底面や泥炭のリップアップクラストを含む(Fig. 4f)。

この岩相には珪藻がごく少量含まれるが、保存状態は悪い。コア St-B では、岩相 4 は *Aulacoseira* spp. や *Eunotia* spp. のような淡水生種や *Melosira nummolooides* や *Diploneis interrupta* のような汽水種と海生種を含む混合した珪藻群集で特徴づけられる。

解釈：コア OMZ-6 と St-A に見られる粗粒堆積物、浸食性基底面、礫層の累重は、下部の礫層が高エネルギーの堆積流(sediment flow)で堆積したことを示唆する。淘汰の良い石英粒子からなり、平行層理や斜交層理をもつ層、上部の砂層は河川環境で堆積したことを示唆する。リップラミナやマッドレイプをもつ泥質砂層は洪水堆積物で、マッドレイプは洪水がおさまったときの堆積物である。コア St-B では、河口の環境を好む珪藻が含まれることから、時々海

水の流入の影響を受けていただろう。腐植質の砂もまた低エネルギー浅海環境を示す。その堆積構造、化石、ボーリングサイトの地形は、この岩相が河川性堆積物であることを示す。

#### 岩相 5：砂丘と後背湿地堆積物

記載：岩相 5 は 4 つのすべての段丘に存在する。厚さ 1.6 m(コア St-B)から 7.1 m(コア St-A)に及び、淘汰が良く石英に富む細粒～中粒砂層と泥炭層との互層である(Fig. 4g)。岩相 5 と岩相 3.1, 3.2, 4 との境界は漸移的である。砂層は、それぞれの厚さ 1 m 以下で、植物の根を含み、平行層理または斜交層理がいくつかの場所で見られる。円礫は砂層内に散在する。砂層は上方細粒化し泥炭層に変化する。泥炭層は厚さ 0.9 m 以下である。コア St-B では、円礫層も存在する。岩相 5 の最上部 0.5-1 m は耕作で乱されている。この岩相には珪藻が少し含まれており、保存状態の悪く、淡水性種を含む。コア St-A においては、*Aulacoseira* spp.や *Stephanodiscus rotula* が岩相 5 を特徴づける。

解釈：堆積学的特徴およびサンプリングサイトは、砂層は砂丘堆積物であることは明白である。砂層に挟まれる泥炭層は後背湿地の堆積物である。コア St-B の礫層はオーバーウォッシュ堆積物と解釈される。

#### 完新世段丘に関する以前の海水準

コアデータの我々の解析は、4 つの完新世の段丘の海浜堆積物は、砂丘と後背湿地の堆積物に覆われることを明らかにした(Fig. 3)。新神子 II, III, IV 段丘において、堆積物の岩相累重様式は外浜から前浜そして砂丘・後背湿地と上方に向かって浅くなるシーケンスである。類似した堆積相の累重様式は、地震性隆起の寄与のない前進する海岸でも形成される。しかし、このようなことは我々の調査

地域ではありえない。なぜならば、前浜堆積物が潮間帯より上にあるからだ。さらに、新神子Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ段丘の礫質海浜堆積物と前浜堆積物の上限は、以前の海水準を示し、海成段丘の標高差と一致する段階的な標高変化を示す。繰り返される海浜の突発的離水は、地震性隆起によるもので、これらの海水準変化の妥当な説明である。

岩相が海浜から砂丘や後背湿地堆積物へ変化することは全体的に漸移的なので、過去の海水準の推定には 10 cm 程の誤差が含まれる。しかし、本論文で議論される突発的隆起の規模の考察には、この規模の誤差は重要ではない。新神子Ⅱ段丘の当時の海水準は現在より 6.4-6.9 m 高く、新神子Ⅲ段丘の当時の海水準は現在よりも 3.2 m 高く、新神子Ⅳ段丘の当時の海水準は現在よりも 0.4 m(コア No-C)から 1.6 m(コア No-B)高かった。コア No-C がコア No-B の海側の 130 m のところで採取されたことを考慮すると、この高度差は当時の海浜の傾斜を反映している可能性がある。新神子Ⅰ段丘では、海浜堆積物の上面がその河川性堆積物の期間に浸食されたので、新神子Ⅰ段丘の当時の海水準は不明である。

## 議論

### 新神子段丘群の隆起年代

それぞれの新神子段丘の隆起のタイミングは、前浜から砂丘・後背湿地への堆積環境の変化で示される。よって前浜堆積物中の化石の年代は、隆起のタイミングの決定に重要だ。しかし、ぴったしの年代データは前浜堆積物から得ることはできない。それゆえ、我々は新神子段丘群の隆起年代を砂丘や後背湿地や河川性堆積物からの  $^{14}\text{C}$  年代を基に推定した。

22 試料の放射性炭素年代は図 3 に示す。木片、木炭、植物片は全体的に長さ 1 cm より短く、すべて破片である。したがって、それらは堆積物の正確な年代

決定の使用には限界がある。それゆえに、我々は次の基準で、各段丘の隆起年代を推定した。(1)木片、木炭、植物の年代は、年代コントロールにおいて重要である。より古い有機物やより新しい植物の根によるコンタミネーションの可能性があるので、泥炭や腐植土の全試料からの年代はおおよそその年代の制約として使った。サンプリングサイトの場所を考慮すると、後背湿地におけるより新しい年代へのずれの原因は、上位の層準からの植物の根のコンタミネーションである。(2)砂丘や後背湿地の堆積物の基底から採取した試料の年代は、段丘の隆起のおおよその年代を表すと解釈できる。砂丘や後背湿地の堆積物の下部からの年代は、それぞれの隆起イベントの最小年代を表す。

新神子Ⅱ段丘の隆起年代は、礫質海浜堆積物の直上の腐植土からの放射性炭素年代の 3020-2880 BC と推定した(Fig. 3)。新神子Ⅲ段丘の隆起年代は、3つの放射性炭素年代によって推定した。すなわち、砂丘と後背湿地堆積物の下部からの 370-190, 830-775, 1690-1520 BC である。この中で、植物試料の 370-190 BC の年代は最も信頼でき、我々はこの値を新神子Ⅲ段丘の最小年代と考える。新神子Ⅳ段丘の隆起年代は、3つの放射性炭素年代によって推定した。コア No-B の腐植土から得た 1690-1600 BC の年代は、新神子Ⅲ段丘よりも古く明らかに矛盾する。他の2つの年代は、新神子Ⅳ段丘の河川性堆積物から採取され、泥炭試料(40 BC-90 AD)からのものは年代の推定には重要ではないが、その層準から採取された試料の年代はそれよりも以前である。植物片からの 1300-1370 AD の年代は、現在の海岸線からサンプリングサイト(後背湿地)を分ける新神子Ⅳ段丘の隆起の年代よりも新しい。

#### 御前崎地域の完新世の隆起速度の分布

前浜や礫質海浜堆積物の上限のグラフは(Fig. 5)、過去 5000 年間の相対的海

水準の段階的下降を示す。この相対的海水準の下降は、テクトニックな隆起と汎世界的海水準変動の複合効果で、我々は本州の完新世の平均海水準の変動の影響を補正した。播磨灘(瀬戸内海東部；Fig. 1)において、Sato (2008)により復元された完新世の海水準変動曲線は、3000 BC で現海水準より平均 1 m 高かったことと、400 BC 以降は現在の海水準とほぼ同じであったことを示している。それゆえに、我々は正味の隆起量を得るため、新神子Ⅱ段丘の離水時の海水準と相対的海水準の下降の両方から単純に 1 m を差し引いた。我々が算出した新神子Ⅱ段丘の正味の累積隆起量の合計は 5.4-5.9 m で、新神子Ⅲ段丘においては 3.2 m で、新神子Ⅳ段丘においては 0.4-1.6 m である。相対的海水準の下降を考慮し、我々は突発的隆起を 2.2-2.7 m(新神子Ⅱ段丘)、1.6-2.8 m(新神子Ⅲ段丘)、0.4-1.6 m(新神子Ⅳ段丘)と推定した。礫質海浜堆積物の上限が平均潮位よりも高潮線に近似されるため、新神子Ⅱ段丘の 2.2-2.7 m の隆起は過大評価されている可能性がある。

これらのデータを基に、新神子Ⅱ段丘における正味の累積隆起速度は 1.1-1.2 m/ky である(3020-2800 BC 以降 5.4-5.9 m)。新神子Ⅲ段丘において、最大の隆起速度は 1.4-1.5 m/ky であった(少なくとも 370-190 BC 以降 3.2 m の隆起)。御前崎地域における 1.1~1.5 m/ky の隆起速度は周辺地域のものよりもかなり大きい(Fig. 6)。我々の調査地域のわずか 1.5 km 北の堀野新田地域では、Yonekura *et al.* (1985)は、ドリルコアの珪藻や有孔虫群集の解析を基に、当時の海水準が現在の海水準よりも 2.9 m ほど高かったことを示した。堀野新田地域の隆起年代は Fujiware *et al.* (2006, 2008) により 2000-1000 BC と推定された。これらのデータは正味で 0.7-1.0 m/ky の隆起速度を示す。

長川中部低地では、Kashima *et al.* (1983)が淡水湿地堆積物の露頭で、現在の海水準の 3.1 m 上に K-Ah 火山灰(7300 cal BP; Machida & Arai 2003)があるこ

とを報告した。しかし、露頭周辺のドリルコアの解析は、K-Ah 火山灰が現在の海水準の 2.2 m 下の汽水性のラグーン堆積物に挟まれることを明らかにした (Itagaki *et al.* 1985; Umino *et al.* 1986)。これらのデータは、7300 cal BP の海水準が現在の海水準に対して+3.1 m と-2.2 m の間にあったことを示す。当時の汎世界的海水準変動を補正すると(i.e. 現在の海水準よりも 1 m 下; Sato, 2008), 正味の隆起は 4.1 m(約 0.6 m/km)より小さいと推定される。

古海水準もまた Kashima *et al.* (1985)により、本調査地域の約 10 km 北西の菊川低地の 2 地点で軟体動物や珪藻の化石を用いて見積もられた。これらの 2 サイトでは、完新世の最大海進期の海水準(7000 年 BP)が「+3.5 から+4 m」と「+5.1 m」であると推定されている。平均の海水準が現在の海水準より 1.5 m 高かったことを考慮すると(Sato 2008), これらの値は 0.3-0.4 m/ky と 0.5 m/ky の正味の累積隆起速度となる。完新世の隆起速度の分布は、御前崎南部地域は陸側に傾動していることを示す。しかし、御前崎南部地域の段丘群の隆起を引き起こすであろうすべりや方向を持った断層はない(Fig. 2)。

### 完新世海成段丘のテクトニックな含蓄

1854 年の安政東海地震の地震変形の空間的分布は、メガスラスト地震サイクル(Ishibashi 1976, 1981)をもたらす「ひずみ蓄積」の解放を考慮する弾性変形モデルでうまく説明されている(Fig. 6)。このモデルによると、駿河トラフから西に傾く巨大断層が御前崎地域の地殻変動の原因である。御前崎南部地域に見られる地域的隆起は、1854 年型の地震時変形によるものではない。なぜなら、前述した地震間の沈降によって隆起は相殺されるからだ。これは御前崎地域の歴史地震時の上盤プレートの弾性的な振る舞いを示す。加えて、完新世の海成段丘群の標高は、Ishibashi のモデル(1976, 1981)から推定された隆起量と一致し

ない。Ishibashi モデルでは北西方向の隆起 0 のラインあるいはラインに向かってほぼ単調に減少する(Fig. 6)。結果的に、単一のメガスラスト破壊の結果として、御前崎南部地域の地域的かつ永続的な隆起を説明することは難しい。もし、このケースならば、その地域の完新世の海成段丘群は再発間隔 1000 年スケールの地震性イベントの証拠となる。そのようなイベントの歴史記録は存在しない。

メガスラスト上の地域的変形の類似の発生は、他の沈み込み帯で報告されている。例えば、1946 年の南海地震(M8.0)や 1964 年のアラスカ地震(M9.2)の周辺の完新世またはより古い段丘群は、かなり長期間の隆起の蓄積を示し、上盤プレートの広域の地震時変形とは明らかに異なっている。しかし、これらの地域的隆起はメガスラストより上のプレート内の断層活動を反映するかもしれない(Plafker 1965, 1972; Kato 1983)。南海トラフ沿いの 1944 年の東南海地震(M7.9)や 1707 年の宝永地震(M8.6)もまた御前崎の北西約 25 km の掛川や袋井周辺の地域的隆起イベントを起こしている(e.g. Sagiya 2007; Fujiwara *et al.* 2009)。これらの隆起イベントもまた南海トラフ沿いの主要スラストからの分岐断層(高角で陸側に沈むスラスト)活動によって説明された(e.g. Sagiya 2007; Fujiwara *et al.* 2009)。御前崎南部地域の地域的隆起は、メガスラスト破壊と同時に前述したものと同様な分岐断層のすべりを反映しそうだ。この仮説をテストするには、より詳細な調査が必要である。

## 結論

御前崎地域の完新世段丘群からのコア堆積物の堆積相と化石の解析から分かったことは次の通りである

1. 我々はコア堆積物に下部外浜、上部外浜、前浜、礫質海浜、河川、砂丘・後背湿地の 6 つの堆積相を確認した。すべてのコアの堆積相の累重様式は、上方



浅海化のシーケンスを示す。

2. 隆起イベントは新神子Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ段丘で確認され, 前浜または礫質海浜堆積物から砂丘や後背湿地への急速な環境変化によって示される。これらの段丘群の隆起は, 紀元前 3020-2880 年, 紀元前 370-190 年(最小年代), 西暦 1300-1370 年以前に発生した。我々は新神子Ⅰ段丘については, 当時の海水準と隆起年代を決定できなかった。

3. 地震性地殻隆起の我々の推定は, 新神子Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ段丘はそれぞれ 2.7 m, 1.6-2.8 m, 0.4-1.6 m 以下である。

4. 完新世の海成段丘群を形成するための永続的な地殻変形の大きな蓄積は, 御前崎南西海岸に限定される。御前崎地域の地域的隆起の原因は, 巨大断層から分岐する高角な断層逆断の可能性がある。

#### 図の説明

Fig. 1 : 調査地域のテクトニックセッティングと地形。

海岸に沿った注釈のある数値は 1854 年の安政東海地震の鉛直変位(m)を表す (Hatori 1976; Ishibashi 1984)。駿河湾の北部海岸の活断層のトレースは Shimokawa *et al.* (1996)を改変した。挿入図の矢印はユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートと太平洋プレートの相対的な動きを表している。

Fig. 2 : 御前崎地域の地形的特徴と掘削場所。

(a) 地形分類は Sugiyama *et al.* (1988)と Azuma *et al.* (2005)を改変した。(b) 新神子地域の掘削場所の断面図。御前崎市の 2500 分の 1 地形図をベースマップとして使った。(c) 国土地理院の 25000 分の 1 スケールの地形図を基にした掘削場所の位置図。

Fig. 3 : コアの柱状図

それぞれのコアは上方浅海化シーケンスを示す. 前浜堆積物(岩相 3.1) の上限と礫質海浜堆積物(岩相 3.2)の上限は, 新神子Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ段丘の当時の海水準を示す. 新神子Ⅰ段丘では, 礫質海浜堆積物の上限が岩相 4 の基底の堆積物の堆積時に浸食された.

Fig. 4 : 堆積相の写真

(a)コア No-C の下部: 下部外浜の細粒砂層の特徴(岩相 1). 泥で充填された生痕が見られる. (b)コア OMZ-3 の下部: 上部外浜起源の斜交層理の発達した中粒砂(岩相 2). 黒雲母に富むラミナと小礫から中礫層と砂層の互層. (c)コア OMZ-4 の中部: 前浜堆積物の平行葉理の発達した細粒砂(岩相 3.1). *Macaronichnus segregatis*に似た小さな管状の白い生痕がこの岩相を特徴づける. (d)コア OMZ-1 の下部: 礫質海浜堆積物の円磨された礫層(岩相 3.2). これは砂丘や湿地堆積物(岩相 5)の腐植土に覆われている. (e)コア OMZ-6 の中部: マッドドレイプを持つ斜交層理の発達した中粒砂は河川堆積物を特徴づける(岩相 4). (f)コア St-B の下部: 植物の根が点在し, 河川性堆積物を示唆する砂礫層(岩相 4)を挟む砂層. (g)コア St-A の中部: 砂丘や後背湿地堆積物を表す淘汰の良い砂と泥炭の互層(岩相 5)

Fig. 5 : 現在の地形断面と当時の海水準

それぞれの段丘の当時の海水準は, 前浜堆積物(新神子段丘Ⅲ, Ⅳ)や礫質海浜堆積物(新神子Ⅱ段丘)の上限で示される. 海水準変動の補正は Sato (2008)の完新世の海水準変動曲線に基づく. 新神子Ⅰ段丘の時の海水準は特定できなかった.

Fig. 6 : 御前崎地域の周辺の完新世隆起速度の分布

隆起速度は次のデータを基に計算した。堀野新田は Yonakura *et al.* (1985)と Fujiwara *et al.* (2006, 2008) ; 長川低地は Kashima *et al.* (1983) ; 菊川は Kashima *et al.* (1985). 挿入図の等高線は 1854 年安政東海地震の Ishibashi (1976, 1981)の断層モデルの鉛直変位(cm)を表す。二つの太線の長方形は断層面を平面投影したものである。段丘群の詳細は Fig. 2a 参照.