地盤沈降と波の作用が重合した御前崎海岸の長期的地形変化の再現

Reproduction of Long-term Changes of Omaezaki Coast Owing to Superimposed Actions of Ground Subsidence and Waves

宇多高明¹・小沼佳記²・石神将次郎³・石川仁憲⁴・古池 鋼⁵・三波俊郎⁵

Takaaki UDA, Yoshiki KONUMA, Shojiro ISHIGAMI, Toshinori ISHIKAWA
Kou FURUIKE and Toshiro SAN-NAMI

On the Omaezaki coast, not only beach changes owing to the imbalance of longshore sand transport but also those owing to ground subsidence triggered by crustal movement have occurred. The effect of crustal movement to the beach changes was included in the BG model, and the BG model was expanded to predict the long-term beach changes, taking both beach changes owing to ground subsidence triggered by crustal movement and beach changes owing to waves into account. The numerical simulation results and measured shoreline changes were in good agreement.

1. まえがき

静岡県御前崎では、岬の東端部に高度30～40 mの海成段丘が連なる。過去、海成段丘の基部には砂浜が続き、そこではアカウミガメの産卵が行われるなど、海岸環境上も重要な価値を有していた。しかし近年侵食が急速に進み、砂浜が消失したのみでなく、海岸線に沿う県道357号線の護岸陥没や高波浪時の越波、さらには道路への砂礫の打ち上げなど、海岸保全上多くの課題を抱える状況となった。しかし、従来この海岸の侵食原因が不明であったために、有効な対策が取れず大きな問題となってきた。このことから、宇多ら（2013）では、天竜川河口～御前崎間の汀線変化を調べた上で、天竜川～御前崎での地殻変動起源の地盤沈降と海岸侵食の関係について考察し、御前崎付近の海岸では沿岸漂砂起源での侵食だけでなく、地盤沈降が地形変化に大きな影響を及ぼしていることを明らかにした。しかし実態は明らかになったものの、なおその機構の解釈は十分でなく、将来予測もできない状況にあった。本研究では、御前崎海岸の海浜変形に及ぼす地殻変動の影響を海浜変形モデルに取り入れ、地殻変動に伴う地盤沈降と、波による海浜変形とを同時に評価可能な長期的地形変化予測モデルを構築した。

2. 御前崎海岸の侵食状況

まず御前崎付近の侵食の実態を1997年と2013年撮影の空中写真より調べた。図-1はこれら2時期の斜め空中写真

を示す。図-1において、右端付近に見える海成段丘の先端には御前崎灯台が位置している。両者を比較すると、1997年には県道に沿って幅約40 mの砂浜が広がっていた。しかし2013年にはこの砂浜は海岸線の突出部B、Cおよび御前崎灯台下のDを除いてほとんど全部が消失し、岩盤が露出した。とくに駐車場Aの西（写真では斜め下）では近年道路が陥没し、その修復が行われたばかりであるが、2013年の台風時でも道路への著しい越波が起きた。1997年当時、護岸前面に幅広い前浜があったのに対し、2013年では護岸の基部に直接波が作用していることから、護岸の基礎地盤が低下したことが越波助長の直接的要因

図-1 御前崎の斜め空中写真

1 正会員	工博	一般財団法人土木研究センター常務理事 なぎさ総合研究室長兼日本大学客員教授 理工学部海洋建築工学科
2		静岡県袋井土木事務所企画検査課主任
3		静岡県袋井土木事務所掛川支所技師
4 正会員	工修	一般財団法人土木研究センター
5		海岸研究室(有)

図-2 御前崎周辺での計算対象区域

であったことは明らかである。図-1に示す2時期の間に16年が経過しているが、御前崎では鷺谷・井上（2003）が示したように8 mm/yrの速度で地盤沈降が続いているので、この間の地盤沈下量は12.8 cmと見積もることができる。図-1(a)によれば侵食以前、dry beachはかなり広がったものの、この付近の海浜は岩盤上に薄く砂が堆積して形成されていることを考慮すれば、通常海浜と比べ海浜土砂量の減少が顕著な汀線後退を招くことも事実である。以上より、地盤沈降に加え、沿岸漂砂バランスによる砂の消失もあって、当海岸への砂供給が欠乏したことが、現在の姿への移行に大きく預かったと考えられる。

3. 検討対象地域

宇多ら（2013）で述べたように、御前崎海岸の侵食には地盤沈降が大きく関与していると推定された。そこで、この機構による侵食を再現するために、図-2に示すように御前崎の先端から西へ16 kmまでの区域を対象とし、芹沢ら（2006）のBGモデルを用いて長期の地形変化の再現計算を行った。図-2(a)に示すように、計算対象区域沖の等深線は非常に複雑な形状を有しているが、これは沖合まで岩礁帯が広がっていることによる。図-2(a)に示す矩形区域が計算対象区域であり、その拡大図を図-2(b)に示す。ただし図の表示においては、沖合に突出した岩礁帯を強調するために縦横比を2:1として表示してある。2013年の空中写真に浅深図を記入した上海域の岩礁帯の分布を示した図-3と考え併せると、この区域にあっては御前崎の西3.3 kmの尾高の突出部と、浜岡原子力発電所

図-3 御前崎海岸沖の岩礁帯の分布

沖の2箇所に近い岩礁帯が発達しているのに対し、新野川より西側では砂浜海岸が広がっていることが分かる。

4. 地盤沈降を考慮した長期地形変化予測モデル

(1) 初期地形の設定

地殻変動に伴う地盤沈降を考慮した長期地形変化予測モデルを作成する上で最も重要なのは初期地形の設定法である。このため図-4に模式的に示すように、御前崎周辺での地盤沈降を考慮して現在から159年前の1854年12月23日に発生した安政東海地震直後のモデル地形を作成し、これを初期地形として2013年までの地形変化を再現した。1854年の安政東海地震では、御前崎において地盤が0.9~1.2 m隆起した（石橋，1984）。その後、御前崎では8 mm/yrの速度で地盤の沈降が続いてきた（鷺谷・井上，2003）。そこで、再現計算にあたってはこのような地殻変動に伴う沈降を考慮した。その際、1854年の安政東海地震直後の海岸地形は与えられておらず、唯一入手可能なデータは1946年の空中写真による汀線位置である。1854年の安政東海地震から1946年までには92年が、また1946年から現在までには67年が経過しているが、これらの期間中にも地盤の沈降は続いている。さらに1946年当時の海底地形は測定されておらず、利用可能なのは1946年当時の汀線位置のみである。よって1946年当時の汀線と、海上保安庁水路部の海底地形図（1980，1999年）から得られた当海域の平均的な海底勾配1/90より、まず1946年当時の海底地形を推定した。1946年地形の推定後、これを既知として地盤沈降速度に1854年からの経過年数を乗じて総沈降量を求め、この値を1946年の推定地形に加えれば1854年当時の海底地形の推定が可能となる。その場合、対象地区での地盤沈降速度は全域で一定ではなく、御前崎から西向きに減少する（鷺谷・井上，2003）ため、沈降速度に沿岸分布を考え、東端と西端間の沈降速度は線形的に変わると仮定した（宇多ら，2013）。なお、計算対象区域の東端での沈降速度は8 mm/

まず地盤沈下量は、計算区域の西端（天竜川河口から25 km地点）では $5 \times 10^{-3} \text{ m/yr} \times 92 \text{ yr} = 0.46 \text{ m}$ 、東端（天竜川河口から40 km地点）では $8 \times 10^{-3} \text{ m/yr} \times 92 \text{ yr} = 0.74 \text{ m}$ となるので、これらの鉛直変位に対象海岸の平均海底勾配1/90の逆数を乗じると、西端では $0.46 \text{ m} \times 90 = 41 \text{ m}$ 、東端では $0.74 \text{ m} \times 90 = 66 \text{ m}$ の汀線変化量が求められる。この汀線変化量を沿岸方向に直線分布として1946年の汀線に加算すれば1854年当時の汀線が推定される。1854年当時の海底地形は、この推定汀線より海底勾配1/90で作成した。ただし、この方法では汀線を基準に一樣勾配で海底地形を作成するため、尾高や御前崎沖の岩礁地形が考慮されない。そこで、このようにして求めた海底地形と、1999年（一部1980年）の海底地形に沈下相当分を加えた地形と比較して、それぞれの地点において水深の小さい値を採用し、これを岩礁地形とした。なお、陸域は汀線を基準に勾配1/90、バーム高をT.P.+3 mと設定した。

検討対象海岸では地殻変動に伴う地盤沈降と同時に波による地形変化が重なって起きていると考えられる。そこで波浪場の変形計算は、間瀬ら（1999）のエネルギー平衡方程式法により行った。その上で得られた波浪場を与えて芹沢ら（2006）のBGモデルにより地形変化計算を行った。表-1には計算条件をまとめて示す。まず1854年から1946年までの計算を行って計算の再現性を確認した後、さらに2013年までの計算を行い、1946～2013年に測定された実測江線変化と計算江線の比較を行った。

計算モデル	エネルギー平衡方程式（間瀬ら,1999）とBGモデル（芹沢ら, 2006）
計算対象区域	沿岸方向16.0 km×岸沖方向2.5 km
初期地形の設定	1854年12月23日発生の安政東海地震直後のモデル地形
再現計算	1946年と2013年地形の再現
計算期間	1946年地形の再現：92年間, 2013年地形の再現：67年
入射波条件	2013年地形の再現 ：波高 $H=1.27$ m, $T=6.4$ s, $\theta_s=N198^\circ$ E 波高, 周期は竜洋観測における2005～2013年のエネルギー平均波 波向は御前崎沖GPS波浪計による2009～2013年のエネルギー平均波
潮位条件	M.S.L. ± 0.0 m
計算メッシュ	$\Delta X = \Delta Y = 100$ m
計算時間間隔	$\Delta t = 50$ hr/step
漂砂の水深方向分布	宇多・河野（1996）の分布
波による地形変化の限界水深	$h_c = -12$ m
バーム高	$h_R = 3$ m
漂砂量係数	沿岸漂砂量係数 $K_x = 0.2$, 岸沖漂砂量係数 $K_y/K_x = 0.2$, 小笹Brampton係数 $K_z = 1.62K_x$
安息勾配	陸上1/2, 水中1/3
境界条件	岸沖端および西端： $q = 0$, 東端： q_s は計算領域内と同じ。（ x 方向の漂砂の流入出自由）
その他	露岩の波高伝達率 $K_r = 0.5 \sim 0.97$ 沈降速度：東端8 mm/yr, 西端5 mm/yr

まず計算との比較対象となる実測汀線形状（変化）および浜幅の変化を宇多ら（2013）より再掲したのが図-6である。1946、2013年の汀線形状を比較すると、新野川以東では汀線がほぼ平行に後退してきている。この結果、1946年には100 m程度と広い浜幅であったが、2013年で

図-5 波向別エネルギー比(2009~2013年)

は浜幅が大きく狭まった。

(2) 露岩周辺の波高比

既に述べたように、計算対象区域では、尾高や浜岡原子力発電所沖には岩礁帯があり、この岩礁帯では露岩域が広がるためそれらによる消波効果が無視できない。そこでこれらの露岩域については離岸堤などと同様に透過率 K を仮定し、海岸線各地点の汀線形状(方向角)と汀線変化が再現可能な波高伝達率 K_r をtrial and errorの方法で選定した。具体的には、空中写真判読で得られた露岩域に波高伝達率を複数仮定して波高比分布を求め、これを基に地盤沈下を含む地形変化計算を行い、尾高と浜岡の突出部背後の汀線状況をうまく再現できる波高伝達率を選んだ。図-7 (a)には検討結果を示す。結果的には沖向きの突出度が著しい尾高沖の K_r は0.5と小さいが、浜岡や御前崎沖ではそれぞれ0.95、0.97と大きな値となった。 K_r をこのように設定して波浪場(波高比)を求めた結果を図-7 (b)に示す。尾高沖の露岩域では波高の低減が著しいが、浜岡沖での波高低減は小さい。

(3) 計算結果

図-8には、推定された1854年の海岸地形と、これを既知として計算した1946、2013年地形の計算結果を示す。また、図-9には1854年地形を基準とした水深変化量の平

図-6 1946年から2013年の実測汀線変化

図-7 岩礁帯の透過率と波高比分布

面分布を示す。図-8, 9によれば、全域が侵食傾向にある。尾高の岩礁帯自身は沈降による変位があるのみであるが、突出地形の両側では岸沖方向に帯状の侵食が生じた。とくに著しい侵食は尾高と浜岡の間の中西川河口周辺と、浜岡の西側の新野川周辺で起きている。

図-10は1854年の汀線とともに、1946年と2013年の実測・計算汀線の比較結果を示す。全体に汀線が後退している状況は実測と計算で対応を示すが、変化量が小さく見分けが付きにくいことから、1946年を基準とする2013年までの汀線変化量を算出し、実測値と比較したのが図-11である。図-11によれば、浜岡以西については計算による汀線後退量がやや過大評価されているが、御前崎~浜岡間での汀線後退量は実測・計算でかなりう

図-8 推定された1854年の海底地形とその後の海底地形

図-9 1854年基準での水深変化量

まく再現された。浜岡以西での不一致の原因としては地盤沈降速度を浜岡から西向きに線形分布で与えたが、それにずれがあったことなどが考えられる。

6. まとめ

本研究では、1854年の安政東海地震後から2013年までの御前崎海岸の海浜変形について、長期的地形変化予測モデルにより再現した。本研究により、御前崎海岸では地殻変

図-10 再現汀線と実測汀線の比較

図-11 実測・計算汀線変化量の比較

動に伴う地盤沈降と同時に波の作用が加わったため地形変化が生じてきたことが明らかになった。またこの種の地形変化がBGモデルにより再現可能となった。地殻変動に伴う地盤沈降は工学的時間スケールよりはるかに長い時間スケールを有し起こり続ける。一方、現地海岸状況を観察する限り、御前崎方面へと西側から流れてくる沿岸漂砂はほとんど枯渇状態に近いと見られる。したがって今後の対策にあっては、海浜砂の質量を増す手法、すなわち養浜を行うことが是非とも必要と考えられる。

参考文献

- 石橋克彦 (1984) : 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, Vol. 23, No. 2, pp. 105-110.
- 宇多高明・河野茂樹 (1996) : 海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発, 土木学会論文集, No.539/II-35, pp.121-139.
- 宇多高明・三波俊郎・石川仁憲・伊藤祐介・白石慎重・佐藤純一郎 (2013) : 御前崎海岸の海浜変形に及ぼす地殻変動の影響, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol.69, No.2, p.I.666-I.670.
- 鷲谷 威・井上政明 (2003) : 測地測量データで見る中部日本の地殻変動, 月刊地球, Vol. 25, No. 12, pp. 918-928.
- 芹沢真澄・宇多高明・熊田貴之・三波俊郎・古池 鋼・石川仁憲・野志保仁 (2006) : Bagnold 概念に基づく混合粒径海浜の変化予測モデル, 海岸工学論文集, 第53 巻, pp.626-630.
- 全国港湾海洋波浪情報網 (ナウファス, <http://nowphas.mlit.go.jp/nowphasdata/sub300.htm>, (2013年11月1日参照) .
- 間瀬 肇・高山知司・国富将嗣・三島豊秋 (1999) : 波の回折を考慮した多方向不規則波の変形計算モデルに関する研究, 土木学会論文集, 628/II 48, pp. 177-187.