

6. 遠州灘東部・菊川低地の堤間湿地堆積物から見出された「海成層」とその年代

佐藤善輝・坂本絵梨・松多信尚・廣内大助

I はじめに

菊川低地は南海トラフ沿いに位置し、プレート境界型地震による災害を繰り返し受けてきた。例えば、西暦1854年の安政東海地震の際には、低地周辺で0.9～3 m程度の隆起が生じたことが歴史記録から推定されている(石橋1984)。こうした地震時の地殻変動は、地震間の定常的な地殻変動によって相殺されると考えられている(国土地理院2010)。

このような地震時・地震間の地殻変動は、完新世における沖積低地の地形発達過程にも影響を与えた可能性が高い。菊川低地では、これまで鹿島ほか(1985)により地形発達過程の概略が示されているが、地殻変動の影響については議論されていない。地殻変動量を推定するための基準の1つとして、かつての海水準を復元する手法がある(例えば、澤井2007など)。菊川低地ではこれまでに鹿島ほか(1985)や佐藤(2007MS)により、縄文海進高頂期の海水準が示されているが、それ以降についてはほとんどデータが得られていなかった。本研究では、完新世後期における海水準指標を得るため、菊川低地南部の堤間湿地を対象として調査、分析を実施した。

II 地域概観

菊川低地は、牧ノ原台地と小笠山丘陵の間に位置する南北約10km、東西約4 kmの沖積低地である(図1、杉山ほか1988;長田1998)。この低地は、海岸部を浜堤によって閉塞されたバリアータイプ(海津1994)の沖積低地である(図2)。浜堤の形成時期は、砂州背後における泥炭層基底から得られた年代測定値から、3,000～3,500yrBP(未補正值)とされている(鹿島ほか1985)。現在の海岸から約1 kmまでの範囲には海岸に斜交する砂丘列が分布する。これらは明治時代中期以降に人為的に砂丘を固定化して形成された人工砂丘列である(図2、栗林1956)。



図1 対象地域位置図

陰影図はカシミール3D ver.9.1を用いて国土地理院50mメッシュDEMデータから作成。

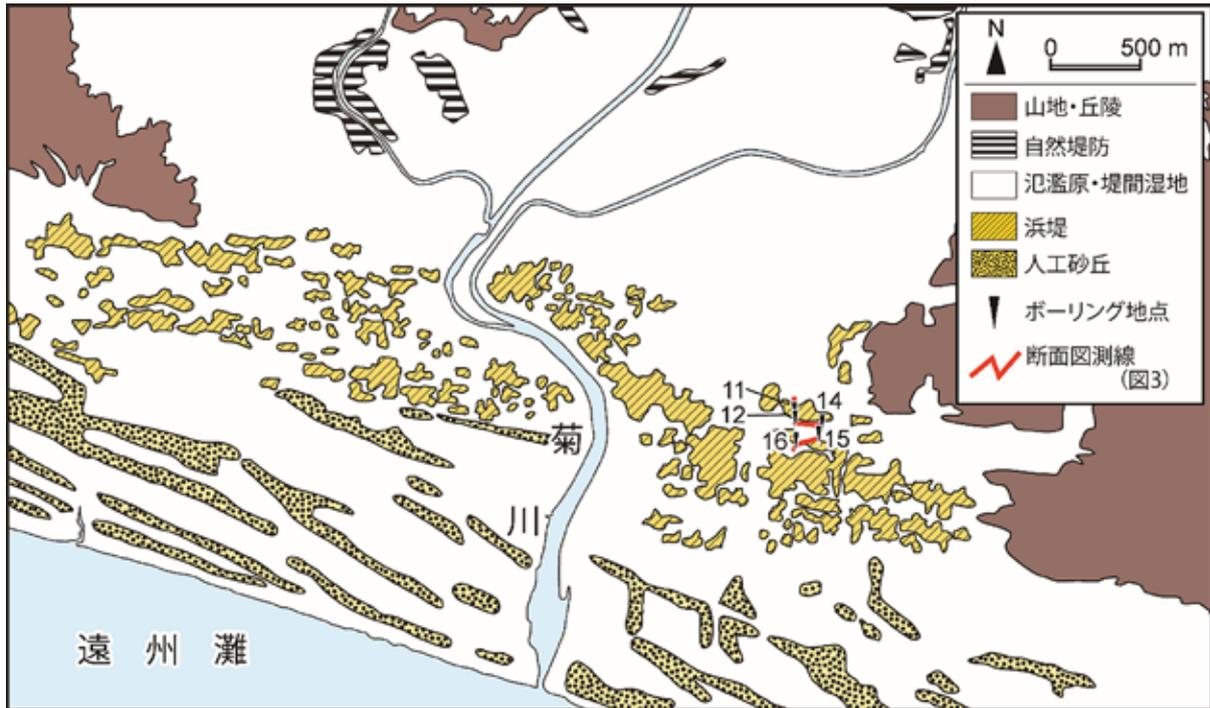


図2 菊川低地南部の地形分類図
米軍及び国土地理院撮影の縮尺1万分の1空中写真の判読と現地踏査に基づき作成。

Ⅲ 研究方法

米軍及び国土地理院撮影の縮尺1万分の1空中写真の判読と現地踏査に基づき、地形分類図を作成した(図2)。堤間湿地や浜堤上において、ハンドオーガーを用いた掘削調査を実施し、層相を観察した。コア試料中から採取した計2試料について、加速器質量年代測定法による¹⁴C年代測定を地球科学研究所に依頼して行った(表1)。得られた年代測定値はCalib7.1を用いて暦年較正した。較正のデータセットはIntCal13.14cを用いた。

採取したコア試料について、電気伝導度分析(計3地点)と珪藻分析(計1地点)を行った。電気伝度分析の手順は横山(1993)に準拠し、概ね10cm程度の間隔で試料を分取し測定した。また、堆積環境の解釈は小野ほか(2006)を参照し、40mS/m以下を陸成堆積物、60mS/m以上を海成堆積物とした。珪藻分析は小杉(1993)に準拠して酸処理を行い、光学顕微鏡を用いて1試料につき計200殻程度を同定・計数した。

Ⅳ 結果

1. 層序・層相

堤間湿地を構成する地層は、下位から順に砂質シルト層、泥炭層、砂層に細分できる(図3)。砂質シルト層は標高11.5m付近より下位に分布し、粘性の高い灰褐色砂質シルトを主体とする。同層下位ほどシルト分が多くなる傾向を示すが、下端深度は不明である。泥炭層は地点11および地点12の標高12m付近に認められ、粘性の高い細粒砂混じりの泥炭あるいは有機質泥からなる。この地層の層厚は概ね20~60cm程度で、細粒砂の薄層によって上下に細分できる。地点11の下位泥炭層基底(標高12.02m)と上位泥炭層最上部(標高12.20m)からは、それぞれ1,385-1,530 cal BP、1,395-1,535 cal BPの年代測定値が得られた(表1)。砂層は茶褐色あるいは暗茶色を呈する細粒~中粒砂からなり、稀に1.5cm未満の角~亜角礫を含む。最上部は耕作土となっている。

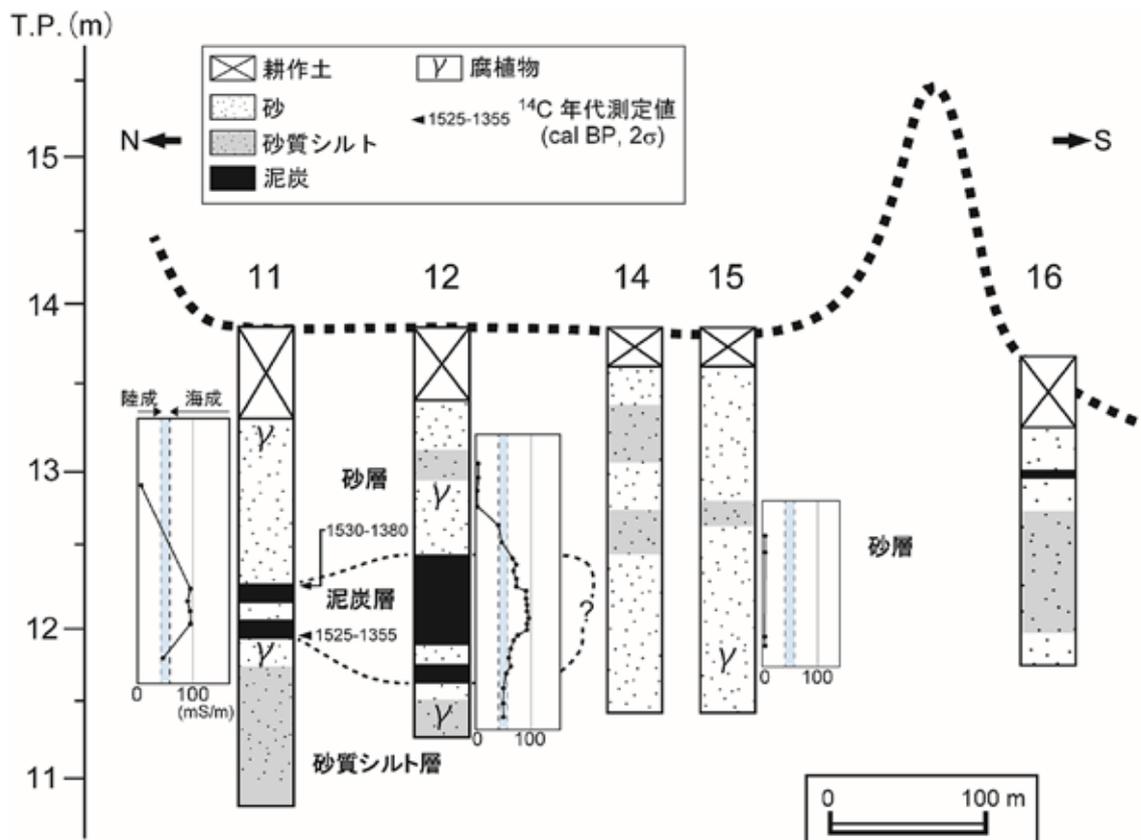


図3 地質断面図

測線およびボーリング掘削地点の位置を図2に示す。電気伝導度測定の結果をボーリング柱状図横のグラフに示す。グラフ中の水色部分は、陸成堆積物（40mS/m以下）と海成堆積物（60mS/m以上）の境界を示している。

表1 ¹⁴C年代測定値一覧

地点番号	深度 (m)	標高 (m)	試料の種類	δ 13C (‰)	14C age (yrBP)	暦年較正值 (2σ, cal BP)	試料番号 (Beta-)	データセット
11	1.60	12.20	植物片	-25.4	1570 ± 30	1395-1535	428166	IntCal13.14c
11	1.78	12.02	植物片	-26.3	1560 ± 30	1385-1530	428474	IntCal13.14c

2. 電気伝導度分析

電気伝導度分析の結果、砂層や砂質シルト層は、10mS/m以下の計測値を示すことから陸成層と推定される（図3）。他方、地点11・12の泥炭層は、70~100mS/mの値を示し、海成層である可能性が示唆された（図3）。地点12では泥炭層直下の砂質シルト層では50mS/m前後の比較的高い値が得られた。

3. 珪藻分析

地点11の泥炭層および砂質シルト層を対象として、珪藻分析を実施した。その結果を図4に示す。これらの地層ではともに類似する種組成を示し、淡水生種が優占的に産出する。特に、*Cocconeis nediminuta*が30~40%程度と多く産出した。また、淡水~汽水生種も認められ、*Staurosira construens*が20~25%程度産出するほか、*Thalassiosira bramaputrae*も数%程度随伴した。この他、*Opephora maryi*が15~20%程度産出した。

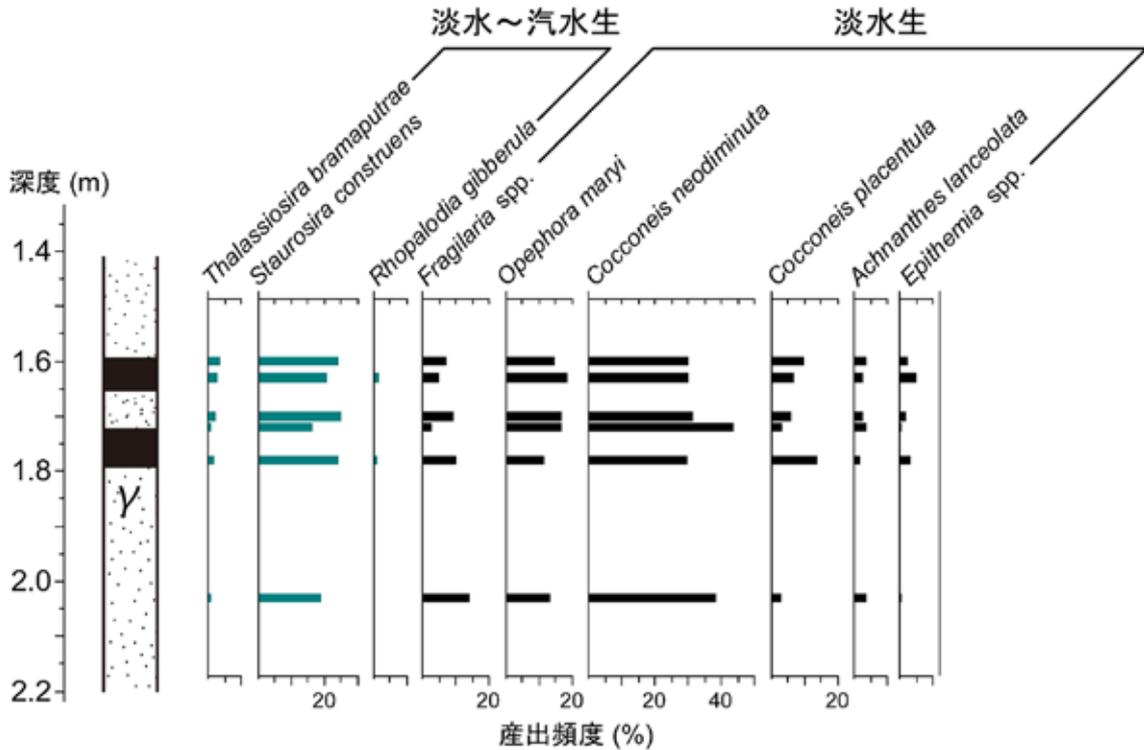


図4 地点11における珪藻分析結果

V 泥炭層の堆積環境とその年代

電気伝導度分析の結果からは、泥炭層が海成層である可能性が示唆される。同層の分布高度からは、海成層上限高度が標高12.2mと見積もられる。泥炭層から得られた年代測定値はいずれも1,500cal BP前後であり、泥炭層のおおよその堆積時期を示すと考えられる。

泥炭層堆積当時の海水準を標高0 mであったと仮定すると、菊川低地南部における約1,500年間の隆起速度は8.1m/kyとなる。この値は更新世段丘の変位から推定される隆起速度（約1.0m/ky、長田1998の段丘面分布高度と年代値から推定）よりも異様に大きい。菊川低地周辺には、このような大きな隆起速度に対応する更新世あるいは完新世の段丘面は分布していない（杉山ほか1988；長田1998）。珪藻分析で淡水生種が優占することも考慮すると、泥炭層は純粋な「海成層」ではなく、堤間湿地に一時的に形成された浅い水域や土壌層などに、海岸から飛砂や地下水、風雨などで塩分が供給された結果生じた、見かけの「海成層」である可能性が高いと考えられる。

謝辞

掘削地点の地権者・耕作者の方々には、ボーリング調査を快く許可して頂いた。謹んで感謝申し上げます。本研究は、著者の1人である坂本が信州大学教育学部に提出した卒業論文の一部として行ったものである。

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, 23 (2), 105-110.
 海津正倫1994. 沖積低地の古環境学, 古今書院, 270p.
 小野映介・大平明夫・田中和徳・鈴木郁夫・吉田邦夫 2006. 完新世後期の越後平野中部における河川供給土砂の堆積場を考慮した地形発達史. 第四紀研究, 45 (1), 1-14.
 鹿島 薫・長澤良太・宮崎 隆1985. 静岡県菊川低地における完新世の海水準変動に関する資料, 第四紀研究, 24 (1),

45-50.

栗林沢一1956. 御前崎付近の砂丘, 地理, 1, 264-271.

国土地理院2010. 東海地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 84, 255-305.

小杉正人1993. 珪藻. 日本第四紀学会編. 『第四紀試料分析法』, 19-26. 東京大学出版会. 363-383.

澤井祐紀2007. 珪藻化石群集を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス. 第四紀研究, 46, 363-383.

佐藤善輝2007MS. 静岡県菊川低地の地形発達における地殻変動の影響, 名古屋大学文学部卒業論文, 91p.

杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀1988. 御前崎地域の地質, 地域地質研究報告(五万分の一地質図幅), 163p.

長田敏明1998. 牧ノ原台地の地形と地質-東海地方中部における海水面と地表面の変動-, 地学団体研究会, 77p.

横山卓雄1993. 電気伝導度測定法, 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法2 研究対象別分析法」, 109-118, 東京大学出版会.