

海岸平野の発達過程に基づく南海トラフ巨大地震時の

地殻変動のパターンの解明

松多信尚（岡山大学）、佐藤善輝（産総研）、坂本絵梨（信州大学・学、現・山梨英和中学校・高等学校）、廣内大助（信州大学）、堀 和明（名古屋大学）、川上賢太（岡山大学・学）、米原和哉（信州大学・学）

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震は、それまでの地球物理学的な知見や江戸時代以降の歴史記録から想定されていた東北地方太平洋沖の日本海溝で発生する地震像を大きく超える地震であったとされる。

しかしながら、三陸地方ではいくつかの先駆的な研究により、津波堆積物や変動地形学といった地形・地質学的な知見から、地震学では想定されていない巨大地震が存在することが指摘されていた。例えば、変動地形学からは池田（1996）が、測地観測開始の明治時代以降一貫して年5–6 mm程度の速い速度で沈降している三陸海岸に、低いながらも長期的な隆起を示す海成段丘が分布していることから、三陸海岸で明治以降にみられたような大きな沈降量を打ち消して更新統の海成段丘の分布を可能にするような、大きな隆起を伴う巨大地震が存在することを主張してきた。また、2000年代以降に実施された津波堆積物調査からは、仙台平野の奥深くまで津波堆積物が分布していることが確認され、仙台平野に遡上する巨大津波の存在が指摘されていた（宋倉ほか、2007；澤井ほか、2007, 2008；佐竹ほか、2009など）。これらの地形・地質学的研究により得られた知見は、一部の津波堆積物研究の事例を除き、海溝型地震の地震モデルの構築や長期評価の策定に十分に活用されなかった。すなわち、東北日本太平洋沖地震における想定外とは、「科学的に予測できなかったわけではなく、地形・地質学的な事実を想定に含めなかった（鈴木、2011）」ことを意味する。2011年東北地方太平洋沖地震を契機として、地形・地質学的なデータの重要性があらためて認識され、地震調査委員会における地震の長期評価の再検討や、南海トラフを震源とする地震の想定も大きく見直されることになった。

このように地形・地質学的なデータが地球物理学的知見に比べて想定に用いられにくい背景として、方法論の差異が考えられる。地球物理学では演繹的に構築される理論を用いるため、想定をする際の理由付けが容易である。これに対して、地形・地質学的なデータは、事実からそれらを解釈して導き出されるため、明快な理由付けが困難な場合が多く想定をする際の扱いが難しいことがある。実際、2011年東北地方太平洋沖地震では、地形的に推定されていた理論とは逆に巨大地震の発生に伴って過去に類を見ない大きな沈降を記録した。そのため、池田（1996）が指摘する地形的なパラドックスを2011年東北地方太平洋沖地震と結び付けて考える枠組みの中で解釈すれば、長い期間巨大地震に伴う余効変動が継続し、今後百年程度の間は緩慢な隆起がみられる可能性が高い。観察事実から構築される理論は、新しい情報を取り込みなが

ら理論の高度化をする必要があり、地震時—地震間モデルも従来の単純なモデルとは異なる 2011 年東北地方太平洋沖地震の現象を包括して構築する必要がある。そのためには、過去に生じた同様の地殻変動を地形・地質学的な証拠から再認識し、解明することが求められる。

過去に発生した海溝型地震の履歴や変動量などは、詳細な歴史資料の分析のほか、隆起岩石海岸地形や津波堆積物を調査することで復元できる。このうち、歴史資料の場合、発生日時が正確に求まることや近世以降は資料が多くなることで震度分布の推定が可能であるなどの利点はある。しかしながら、歴史資料が存在する時代の地震を対象が限られるという制約や、資料の質や量が経過年数や時代背景によって不均一であるなどの問題がある。また、歴史資料の信憑性についても課題となる。隆起岩石海岸地形の調査の場合、隆起パターンを面的に追うことができ、地殻変動の様相を推定できるという利点がある一方、発生時間や地殻変動量の推定は貝化石などの年代測定結果や旧汀線高度に頼ることが多く地殻変動の時間・空間分解能は低い。津波堆積物調査の場合、津波の遡上範囲から震源域を推定できることや、堆積速度が速い地点であれば津波発生前後の地殻変動の時間変化を解明することができるといった利点があるが、掘削調査に頼らなければならないことや津波堆積物が保存される場所に制約があること、海底地すべりなど地殻変動以外の要因で局所的に津波が高くなった例などに対する判断が難しいことが問題となる。このように、古地震を解明する手法には多くの制約・限界が存在する。多様な地震、多様な地殻変動を明らかにするために、新たな手法の開発・構築が求められている。

地震の多様性を明らかにするとき、面的な隆起沈降パターンの差異に着目するのが一つの方法である。逆断層における地震時の地殻変動（上下変位量および面的な変位パターン）は地震時に活動した断層の形状、変位量、活動範囲に依存する。そのため、構造探査などで断層の形状がすでにわかっており、変位量が地域的に大きく異ならずほぼ一定とみなすことができれば、地殻変動は第一次近似として断層面上にすべりが生じた範囲に依存すると考えることができる。すなわち、低角な逆断層であるプレートの沈み込み帯においては、地震時の断層のすべりがどの範囲に及んだかによって断層の走向と直交する方向で隆起する地域と沈降する地域が異なることになる。

地形学にもとづく地殻変動は室戸半島や房総半島など、多くの場所で地震性地殻変動として明らかにされてきた。その時指標とされるのは、海洋酸素同位体ステージ（marine oxygen isotope stage, 以下、MIS と略す）5e の最終間氷期に形成された海成段丘、岩石海岸における波蝕棚、海成層・陸成層、浜堤などの分布高度である。これらの地形的特徴に基づき推定された地殻変動量は、現在までの総量としての地殻変動量を示しているが、その総量にいたる経緯に関しては一部の堆積物を用いた議論以外なされていない。房総半島のように隆起速度が大きく次々と離水するため段丘面が侵食・堆積作用を受けず高海面期の情報を記録している地域や、最終間氷期などの高海面期の情報が氷期の海水準低下によって離水したため侵食・堆積作用を受けず残っている更新世段丘について議論するには適している。

プレート間の運動は地震時だけではなく、地震間、地震前、地震後とそれぞれのステージに応じて別のふるまいをすると考えられ、隆起や沈降もそれぞれのステージで異

なる運動をすることが予想される。そのため、堆積作用や侵食作用など外的営力によって地形改変が起きている完新世地形を指標とした地殻変動の解析には、内的営力によってもたらされる地殻変動と外的営力による地形改変の両方の作用を加味しなくてはならない。

すなわち、外的営力による地形改変の影響がある場所では、総量としての地殻変動だけでなく、地殻変動の経緯についても議論できる可能性がある。ここで、重要となるのは、外的営力による地形の改変速度である。この改変速度が小さすぎれば、緩慢とした地殻変動による変化による地形改変が小さく、地殻変動の速度に寄らない地形が形成される。逆に改変速度が大きすぎれば、緩慢とした地殻変動の間にももとの地形は跡形もなく改変されてしまう。したがって、地震前後 100 年スケールでの地殻変動の経緯を議論する場合、地形形成に数年～数十年程度の安定した環境が必要な外的営力の地形に着目すれば、地殻変動の変化に応答した堆積・侵食作用による地形や地質を検出できる可能性がある。本研究では完新世の微地形である浜堤が適していると考え、地殻変動の多様性を明らかにすることを試みる。

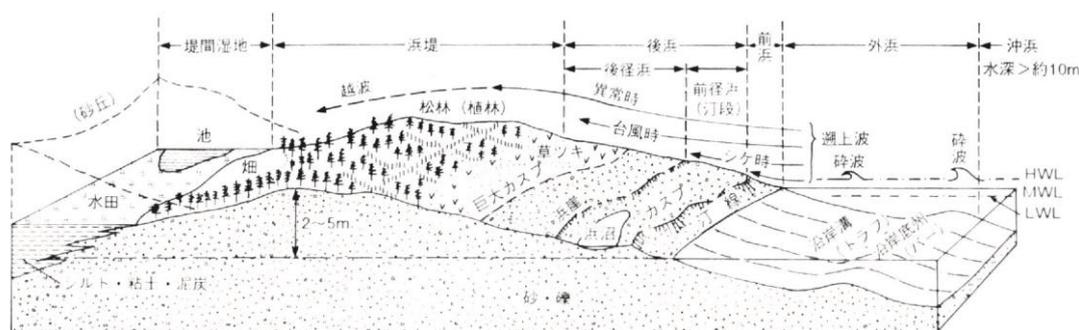


図 1 浜堤と砂浜海岸の微地形の模式図 (鈴木, 1998)

浜堤は砂浜海岸において、海岸線に沿って形成される高まりであり、一般的にみられる地形である。その形成については、波浪と風との作用があると考えられ、形体的には砂丘との区別が難しい場合も多い (図 1)。海岸平野の中には、複数列の浜堤が平行に保存されている場所もあり、その列数が数十列に達することもある。日本では、九十九里浜や仙台平野がその典型的な例と考えられる。これら複数列存在する浜堤は、海岸線の前進による形成場所の移動と、浜堤が形成されるのに十分な、海岸線が安定した時間が必要となる。そのため、浜堤列は縄文海進以降の海退傾向の期間の古環境や古気候の復元に有効な情報とされる。

本研究では浜堤の形成を次のように考える。

- (1) 汀線付近では、波が砂に浸透するため押波の運搬力のほうが引波の運搬力より大きく、波の遡上限界部で堆積が起きる。
- (2) 汀線付近における波による堆積と侵食の場は、波の高さによって常時移動する。
- (3) 浜堤の高さは暴浪時の最大波の到達範囲とほぼ同じになると考え、波の条件など

の環境が同じであれば、同一地域で同様な形状の浜堤が形成される。

- (4) 浜堤が形成される堆積の場所と汀線との位置的關係は、その場所の環境条件によってほぼ一定に保たれる。
- (5) 汀線の位置は、前浜の堆積と侵食のバランスによって決定され、堆積の速度は土砂供給量、侵食の速度は暴浪の頻度に依存する。

以上のように考え、浜堤を、その形成に数年から数十年程度の時間が必要な外的営力による地形と考え、地殻変動の指標とする。

この観点では断層の走向と直行する海岸線が分布する地域では、地震ごとの多様な隆起沈降の場に対応した地形形成がなされている可能性が高く、地震の多様性とそれに伴う地形形成を論じる上で適当なフィールドと考えられる。したがって、南海トラフとその軸に斜交する海岸線を持つ遠州灘沿いを含めた東海地域は、本研究の研究課題に適したフィールドであると考えられる。

2. 地域概観

静岡県西部の遠州灘沿岸部には、東から順に^{おさ}箴川、菊川、弁財天川、太田川、天竜川の諸河川が流下する。本報告では、これらの地域を、箴川下流部の箴川低地、菊川下流部の菊川低地、弁財天川および太田川下流部の太田川低地、天竜川下流部から浜名湖湖口部にかけての浜松低地に区分する(図2)。本報告の対象地域では、各低地の

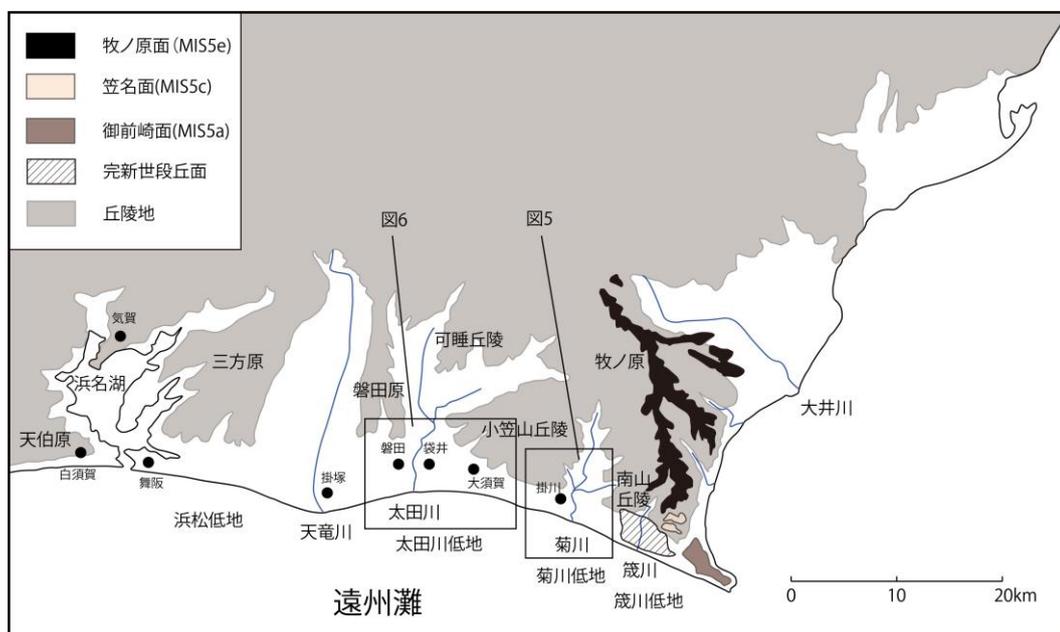


図2 対象地域の地形的特徴 杉山ほか(1988)、国土地理院(1987)をもとに作成

南部に1~6列程度の浜堤列の発達認められ、海岸線は弓状を呈する。また、本地域には東から順に牧之原台地、小笠山丘陵、磐田原台地、三方原台地などの更新世に形成された丘陵・段丘が広がる。牧之原台地は形成時期によりさらに3面(または4

面)に細分される(杉山ほか, 1988).

3. 遠州灘沿いの歴史地震の南海トラフ地震

南海トラフを震源とする巨大地震は、これまで史料から地震の繰り返し周期や規模の推定が行われてきた。史料に基づく、西暦 684 年の白鳳(天武)地震以降、少なくとも 9 回の地震が生じた可能性がある(図 3)。南海トラフに沿う静岡県の沿岸地域においては、南海トラフを震源域として大地震が繰り返し発生している(地震調査研究推進本部, 2013)。ここでは坂本(2015)が収集した資料をもとに紹介する。

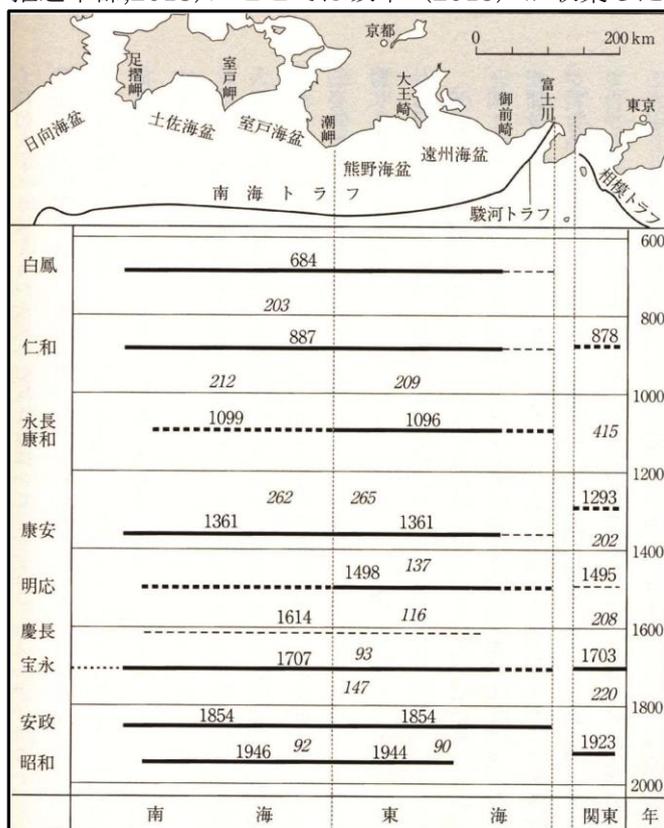


図 3 石橋(2014)より引用。太実線は確なもの、太破線は可能性が高いもの、細破線は可能性があるもの、点線は学説があるものを示す。立体数字は発生年、斜体数字は発生間隔を示す。

明応地震以前の歴史地震については詳細な史料としては残っていないが、南海トラフを震源とする地震の痕跡は、考古遺跡の液状化や津波堆積物などで確認される。西暦 684 年に発生した白鳳地震の痕跡として、津波堆積物が磐田市元島遺跡(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1998a; 1998b)で、液状化痕が袋井市坂尻遺跡(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1992)と浜松市山ノ花遺跡(浜松市博物館, 2012)で確認されている。また、磐田市新平山 B 古墳群で確認された、石室の壁の大きな横ずれも、白鳳地震による可能性が想定される(豊岡村教育委員会, 1993)。西暦 887 年に発生した仁和地震と同 1096 年に発生した永長地震の痕跡として、津波堆積物が磐田市元島遺跡で確認された(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1998a)。袋井市新堀遺跡では、液状化痕によって鎌倉時代の地層が変形していることから、西暦 1361 年に発生した康安(正平)地震の痕跡の可能性があるとされている(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1993)。石橋(2014)によると、地震学では正平の南朝の年号で呼ばれている地震であるが、歴史史料は北朝のものであることから日本史学の慣例では一次史料に従って北朝の年号である康安を使うべきであるという。

明応地震は、西暦 1498 年 9 月 20 日に静岡県沖合海底のプレート境界で発生し、マグニチュード(以下 M と略す)は 8.2~8.4 と推定されている(石橋, 2014)。明応地

明応地震以前の歴史地震については詳細な史料としては残っていないが、南海トラフを震源とする地震の痕跡は、考古遺跡の液状化や津波堆積物などで確認される。西暦 684 年に発生した白鳳地震の痕跡として、津波堆積物が磐田市元島遺跡(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1998a; 1998b)で、液状化痕が袋井市坂尻遺跡(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1992)と浜松市山ノ花遺跡(浜松市博物館, 2012)で確認されている。また、磐田市新平山 B 古墳群で確認された、石室の壁の大きな横ずれも、白鳳地震による可能性が想定される(豊岡村教育委員会, 1993)。西暦 887 年に発生した仁和地震と同 1096 年に発生した永長地震の痕跡として、津波堆積物が磐田市元島遺跡で確認された(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1998a)。袋井市新堀遺跡では、液状化痕によって鎌倉時代の地層が変形していることから、西暦 1361 年に発生した康安(正平)地震の痕跡の可能性があるとされている(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1993)。石橋(2014)によると、地震学では正平の南朝の年号で呼ばれている地震であるが、歴史史料は北朝のものであることから日本史学の慣例では一次史料に従って北朝の年号である康安を使うべきであるという。

震の発生当時、太田川河口付近には物資流通の拠点であった浅羽湊が存在したが地震に伴う変化により、物資の集散地であった元島遺跡は衰退していった(矢田, 2009)。元島遺跡では、13世紀の洪水層から吹き上がり16世紀代の遺構面によって覆われる液状化痕が高密度で見つかっており、明応地震によるものと推定されている(静岡県埋蔵文化財調査研究所, 1998)。また、掛塚湊の津波被害について、遠江国佐野郡寺田郷(現掛川市)の曹洞宗円通院の住持であった松堂高盛の作である『円通松堂禅師語録』には、「大地震が起き、地は裂け、0.9~1.5 mほど水が噴き出し(液状化)、山は崩れた。天を覆すような大波がやってきて、人々は流され、一瞬にして物がなくなってしまった。」と記されている(竜洋町史編纂委員会, 2007)。この時の掛塚の津波の高さは、約10 mと推定されている(財団法人静岡県文化財団, 2012)。この地震の際には、それまで淡水湖であった浜名湖が、湾口部の沈降と津波によって今切で海とつながり、汽水湖となった(新居関所史料館, 2007)。「今切変遷図」には、15世紀から16世紀にかけて度重なる地震、津波、高潮による侵食が、今切を形成していく様が描かれている(新居関所史料館, 2007)。

慶長の南海トラフ地震は西暦1605年2月3日に発生したM7.9の地震と考えられてきたが、最近の歴史資料の分析などから西暦1614年11月26日に発生したM8未満程度の地震であるという説もある(石橋, 2014)。西暦1605年の地震は、地震動を感じた範囲が極端に狭く、東海地域周辺では隆起の報告も得られていないが、四国から東海地域にかけての太平洋岸で津波が報告されており、南海トラフで発生した津波地震の可能性も指摘されている(石橋, 2014)。西暦1614年の地震は京都をはじめ広範囲に長い揺れを観測した記載がみられ津波の記述も見られる(石橋, 2014)。

宝永地震は西暦1707年10月28日に発生した地震で、横須賀地区(掛川市大須賀町)で大きな被害を出している。同地区では、横須賀湊口(弁財天川の河口部の入江)が閉塞され、入江が地盤隆起によって干上がったため、港としての機能を失った(大須賀町誌編纂委員会, 1980)。17世紀後半に描かれた、「遠州横須賀惣絵図」からは、横須賀城の西と南に潟が描かれ、横須賀湊があったことが分かる。嘉永5年渡辺兼堂著の遠江小図では、「横須賀湊ハ寶永四年丁亥十月四日大地震ニテ埋レリ其後山名郡福田村ヲ湊トス(原文のまま)」とある。この記事から、小笠山麓が隆起して福田町付近では沈降したこと、福田湊を使うようになったことが分かる(関, 1977)。浜名湖内湖の細江湖畔に位置する気賀村では、総石高2,600石のうち1,700石が本地震による津波で荒地になった(細江町史編纂委員会, 2000)。当地域では、地盤沈降により、潮が引いた時でも水深が60 cm程度となり、その後5か月も潮が引かなかったとされる(細江町史編纂委員会, 2000)。また、浜名湖の今切周辺の地形が変形し、今切口がさらに広がったとされる(細江町史編纂委員会, 2000)。宝永地震の津波は、対象地域周辺で特に大きな被害を与えた。浜名湖西南部岸に位置する新居町では、「宝永地震が来て、津波は三度押し寄せ、その高さは約3 mであった。関所は崩れ、潰れた家は348戸、溺死者は21人」という記録が残っている(財団法人静岡県文化財団, 2012)。また、湖西市にある白須賀宿では、静岡県内の宿の中でも最も地震と津波による被害が大きく、宿場は壊滅状態となった。これを契機として、白須賀宿は約1 km北西にある潮見坂上の台地に移転した(湖西市史編纂委員会, 2000)。

安政東海地震は、西暦 1854 年 11 月 4 日に発生した。震源は、遠州灘の御前崎沖、南海トラフに沿うプレート境界で、 M は 8.4 と推定されている (石橋, 2014)。この地震によって、掛川宿や袋井宿では火災が発生し大きな被害が出た。また、横須賀の城下町や宿場も被害が甚大で、地割れや液状化が起きた (袋井市総務部防災課, 2010)。安政地震による津波は、浜名湖河口の東岸に位置する舞阪宿で大きな被害が出た。「舞阪宿津波図」の右上には、「大地震 嘉永七年 寅十月四日朝五ツ七歩時 寺社をさして町屋之内図 其内津浪と申 波高サ三丈ばかり相見へ 氏神之山 宝登山へ宿中登り」という記述があり、約 9 m の津波が襲った (財団法人静岡県文化財団, 2012)。安政東海地震では、静岡県御前崎で約 1 m、千浜で約 3 m、相良でも 3 尺隆起、紀伊半島でも隆起し、浜名湖北端で沈降したことが指摘されている (石橋, 1984)。

昭和東南海地震は、西暦 1944 年 12 月 7 日に発生した $M7.9$ の地震で、震源は熊野灘とされる (石橋, 2014)。この地震の特徴は、静岡県西部の平野部で家屋被害が大きかった点である。特に、太田川低地と菊川低地に被害が集中した (袋井市総務部防災課, 2010)。本地震による垂直方向の地殻変動量は、名古屋で 0.25~0.4 m、浜松で 0.3~0.4 m、駿河湾岸の清水で 0.5 m、それぞれ沈降したのに対し、掛川で 0.2 m、相良で 0.3 m、御前崎で 0.15 m、それぞれ隆起した (飯田, 1985)。

以上のように、過去 1,400 年間における南海トラフを震源とする地震は、考古遺跡や歴史文書からのデータに基づき履歴が復元されており、約 100~200 年の間隔で発生している。しかしながら、震源域、地震の規模、地震被害の性質、地殻変動量などに多様性があることが指摘できる。例えば、西暦 1707 年宝永地震の震源域は、同 1946 年の昭和南海地震や同 1854 年の安政南海地震に比べると西に広がっていることが津波記録から推定されている (Furumura, 2010)。また、西暦 1946 年の昭和南海地震や同 1944 年昭和東南海地震はそれぞれ $M8.0$, 7.9 とされるが、同 1854 年安政南海地震と安政東海地震はともに $M8.4$ 、同 1707 年の宝永地震は $M8.6$ であり、地震の規模が大きく異なる。西暦 1605 年の慶長地震は津波の被害が大きいものの揺れの被害があまりない地震であり、同 1498 年の明応地震は他の地震ではみられないような大きな津波被害が伊勢湾内で発生しているなどの違いもみられる。また、安政東海地震や東南海地震時にはほとんど隆起をしなかった掛川市大須賀町周辺では、西暦 1707 年の宝永地震で大きく隆起した記録が残されている (石橋, 2014)。このように南海トラフで発生する地震とその地殻変動は多様かつ複雑であり、画一的な繰り返しモデルをベースとした個々の地震ではなく、多様な地震をふまえたモデルが必要である。

4. 研究手法

本研究では、まず全国の浜堤列を、地質図および土地条件図、沿岸海域土地条件図、治水地形分類図で砂州、砂堆、砂丘となっている場所から選び、基盤地図情報の 5 m (一部 10 m) メッシュ DEM を用いて、列数、標高、比高、幅、長さ、堤間距離を求め、その地形的特徴を分類した。主題図が整備されていない場所で地形図から明らかに砂堆と認められる場所についても断面を地形計測した。計測する場所は、連続性などから例外的でない場所を選択し、砂列が残存する場所を選んだ。全国の砂堆の特徴を分類することで、東海地域に分布する浜堤の形態的な特徴を明らかにした。

次に、遠州灘沿岸の菊川低地と太田川低地を対象に、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、沖積平野の微地形の地形分類図を作成し、地形発達史を推定した。また、関係各機関の所有するボーリングデータやコアサンプルを収集して、地質断面図を作成し、堆積物の大まかな層序・層相を把握した。さらに、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、採取した堆積物の層相観察、測量を行った。掘削地点の標高は、掛川市発行の 2,500 分の 1 都市計画図に記されている標高および 5 m メッシュ DEM に基づいて決定し、海成層上限高度を認定した。

コア試料中から採取した計 6 試料について、加速器質量分析法による放射性炭素年代測定を地球科学研究所に依頼して行った。得られた年代測定値は Calib7.1 を用いて暦年校正した。校正のデータセットは IntCal13.14c を用いた。コア試料について、電気伝導度分析（計 6 地点）と珪藻分析（計 6 地点）を行った。電気伝導度分析の手順は横山（1993）に準拠し、10 cm 前後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、40 mS/m 以下を陸成堆積物、60 mS/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。

5. 結論

5.1 浜堤の地形区分と遠州灘沿岸の浜堤列

全国の浜堤列計測場所を図 4 にしめす。これらの計測結果から浜堤の列数に着目すると、3 列以上の浜堤列が見られる場所は太平洋沿岸部に多いことがわかる（図 4）。1 列目の標高に着目すると、10 m 以上の高さになる浜堤は日本海側に多く太平洋側で少ない傾向があるが、日本海側でも若狭湾や北九州などリアス式海岸部などではあまり高くなっていないことや、太平洋側でも四国や紀伊半島などでは高くなる傾向がある（図 4）。次に複数の浜堤列が見られる地域で、浜堤の高さが陸側に向かって高くなるか低くなるかに着目すると、日本海側はバラエティに富んでいるのに対し、太平洋側では、紀伊半島以東で内陸ほど高くなる傾向が、紀伊半島以西で内陸ほど低くなる傾向がみられる（図 4）。このように日本列島の浜堤には地域によって特徴があることがみてとれるが、遠州灘沿岸部付近では性質の異なる浜堤列が近接して分布している。

遠州灘沿岸部に分布する浜堤は僅か 40 km 程度の範囲でその特徴に差異が確認できる。例えば、浜松南地区、磐田地区、太田川低地地区は連続的に発達する浜堤列が認められる（浜松南地区はやや連続性が悪い）。菊川地区に比べて、認められる浜堤列の標高及び比高は低く、堤間距離は長い。また、標高は 2~6 m 程度であり、海側の標高 10 m 以上の高まりは人工の砂丘や堤防であるため、主に検討する浜堤列は人工砂丘の北部の浜堤列とする。標高は低く内陸側の浜堤列でも標高はほぼ変動していない。菊川地区は多くの浜堤列が短距離に密集して分布しており、標高が高いものが多い（図 5, 6）。海側の標高 10m 以上の高まりは人工砂丘であるため、浜堤列の発達の一部として検討しないと、人工砂丘の後部の浜堤列の堤間距離は 100 m 未満と短く、標高は後列ほど高くなる傾向にあり約 10 m 程度である。また比高の値は離散している。

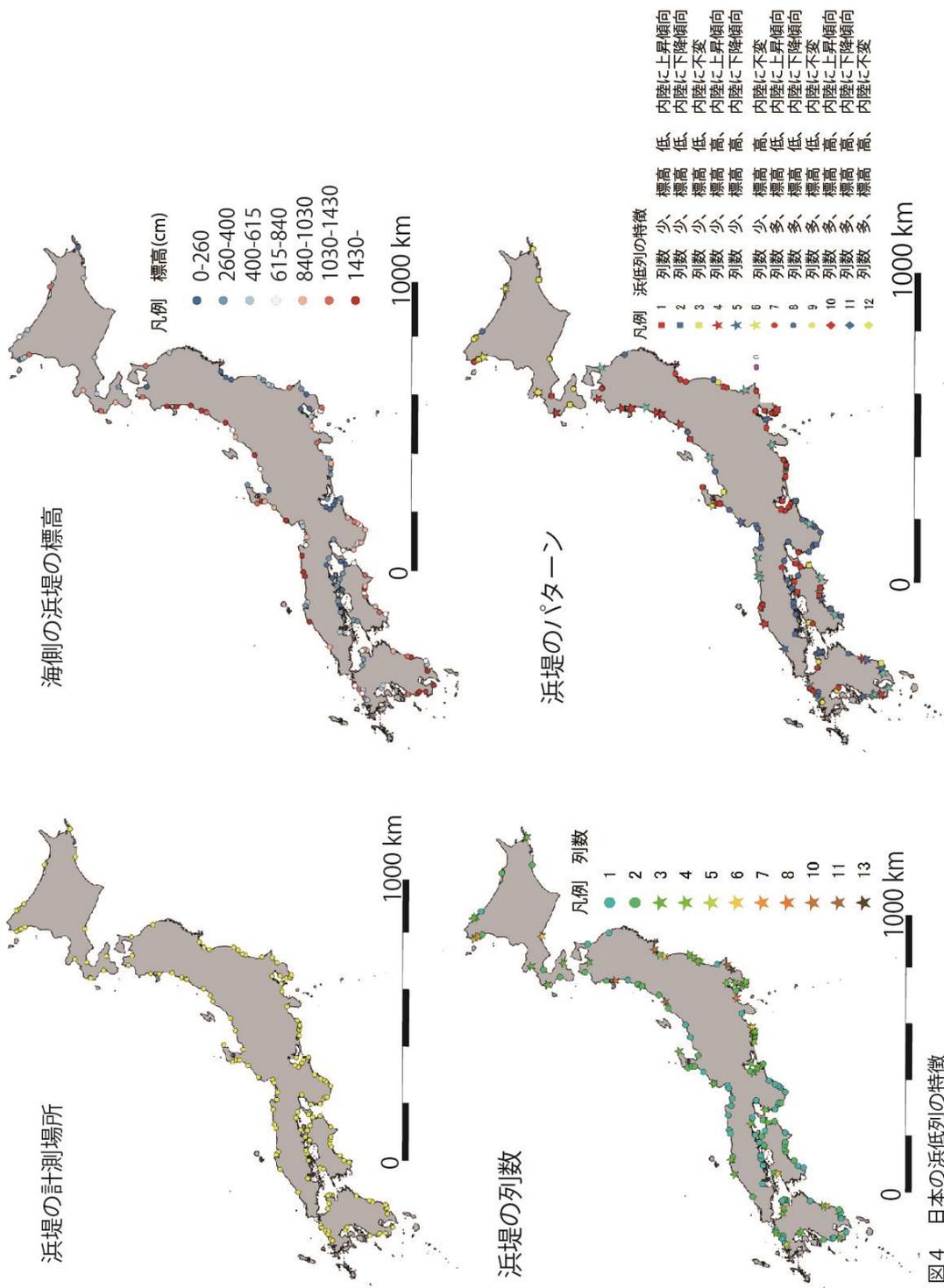


図4 日本の浜低列の特徴

5.2 菊川低地および太田川低地の完新世地形

菊川低地および太田川低地の完新世の地形区分は図 5 および図 6 になる。菊川低地では、浜堤と浜堤との距離が近く、多くの浜堤が密集するように分布するため、浜堤列として連続性を確認することが難しい。菊川から西方には、人工砂丘のすぐ北側に一列

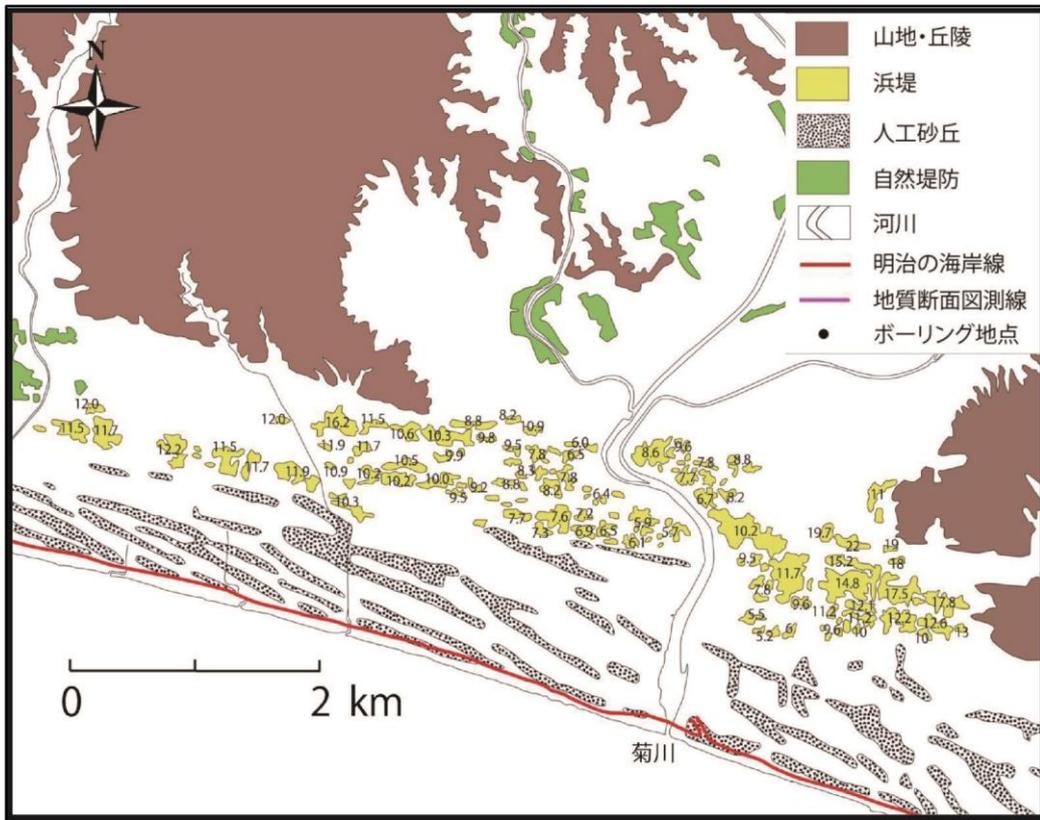


図 5 菊川低地の地形分類図米軍及び国土地理院撮影の縮尺 1 万分の 1 空中写真の判読に基づき作成. および、菊川低地の浜堤の標高

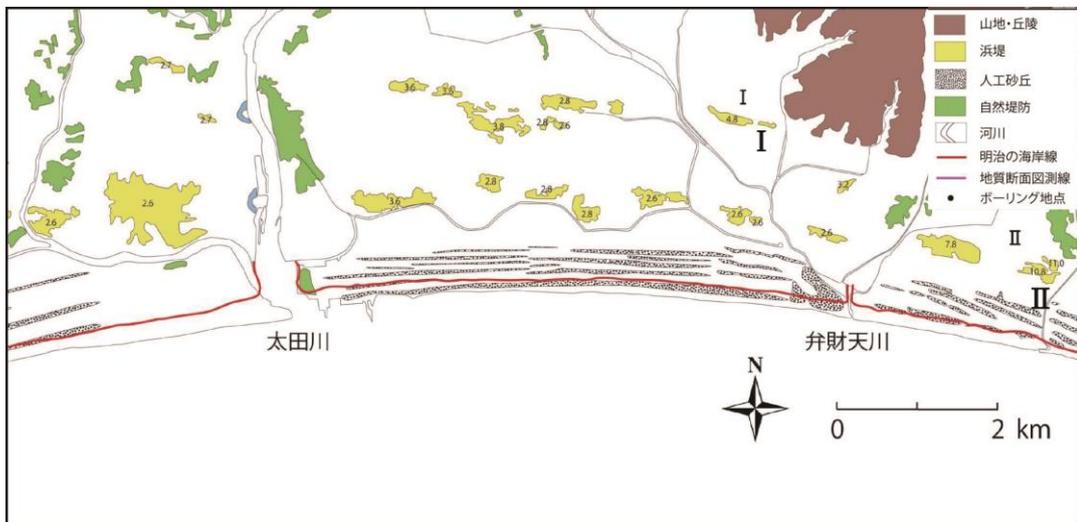


図 6 太田川低地の地形分類図米軍及び国土地理院撮影の縮尺 1 万分の 1 空中写真の判読に基づき作成. および、太田川低地の浜堤の標高

の連続した浜堤のみが確認できる. 各浜堤の頂部の標高を示すと、菊川左岸では最も海側に分布する浜堤の標高は 5.2 m と低地内で最も低くなっている. さらに内陸の北側では浜堤の標高は高くなり、最も高い浜堤は標高 22 m となっている. 菊川右岸では、

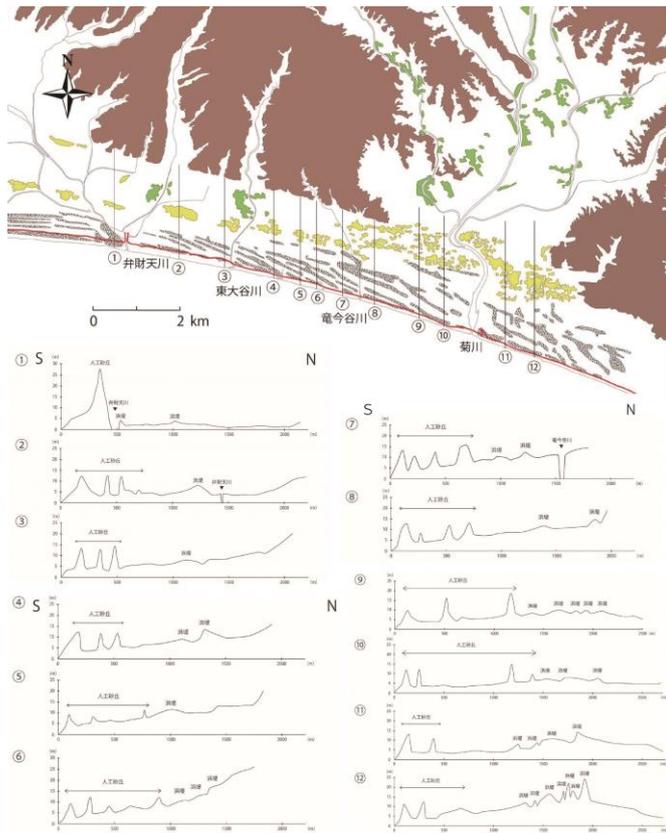
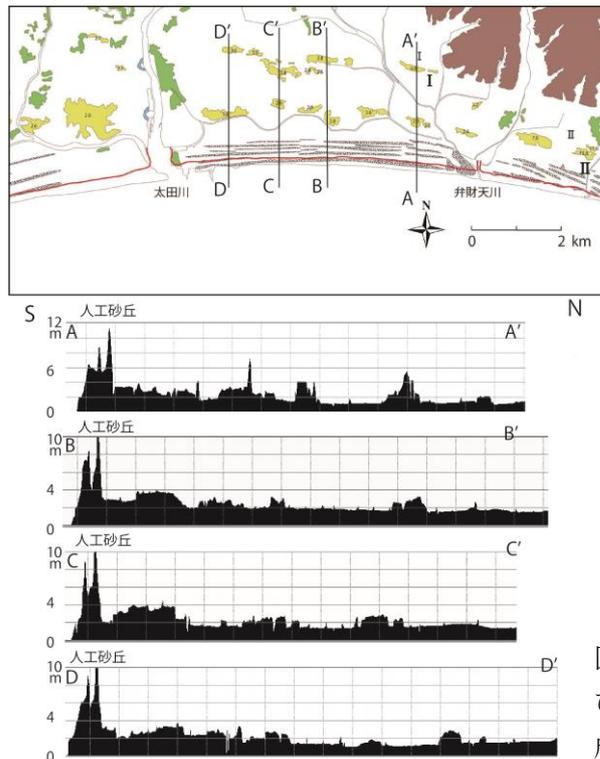


図 7 菊川低地および太田川低地にかけての地形断面およびその位置 (2,500 分の 1 の大縮尺地図を利用して作成)



標高 10 m 前後の浜堤が多く、最も高い浜堤は標高 16.2 m となり、左岸ほど顕著ではないが内陸に向かい標高は大きくなる傾向がある。菊川左岸側が、菊川右岸側よりも全体的に浜堤の標高が高いことがわかる。菊川右岸西方において、連続性を確認できる浜堤列の標高は 11~12 m 程度となっている。沖積低地の標高を把握するために、都市計画図を基に地形断面図を作成した (図 7)。菊川低地に該当するのは、④~⑫の地形断面図である (図 7)。すべての地形断面図に共通して、浜堤を越えるたびに堤間湿地の標高が高くなる傾向がある。浜堤の標高が全体的に高い菊川左岸 (地形断面図 ⑪~⑫) では、堤間地の標高も 10 m 以上と高く、浜堤の標高が高いだけでなく、低地全体の標高も高くなるのが分かる。⑨~⑫の地形断面図では共通して、浜堤列を越えると、沖積低地の標高は低くなっている。

太田川低地の浜堤列は、連続性から 2 列確認できる。これらの浜堤列を内陸側から順に、浜堤 I、浜堤 II とする (図 6)。各浜堤の頂部の標高を示すと、菊川低地から連続してきた浜堤 II では、太田川低地の東方において、標高 10 m 前後である。しかし、弁財天川を越えると浜堤の標高は 3 m 前後と一気に低くなる。浜堤 I も同様に、標高は 3 m 前後となる。沖積低地の標高を把握するために、5 m DEM を利用して、地形断面図を作成し (図 8) 太田川低地にかけての地形断面およびその位置 (5 m メッシュ DEM を用いて作成)

た（図 8）。太田川低地では、堤間地の標高は 2 m 前後であり、浜堤を越えても堤間湿地の標高に変化はなく、むしろ沖積低地の標高は内陸に向かって低くなる。

5.3 堆積物，ボーリングの説明

5.3.1 菊川低地の堤間湿地堆積物（図 9，10）

ハンドオーガーを用いた堤間地内の掘削調査では、貝殻片を採取することができなかつたため、掘削で得られた堆積物は上部泥層を覆う最上部泥層に相当すると考えられる。最上部泥層の層相は、さらに砂層、砂泥互層、砂質シルト層、泥炭層の 4 層に細分できる。ボーリング地点 4・5 以外、すべてのボーリング柱状図において最上部に砂層の堆積が見られる。砂層は、中粒砂主体で細粒砂を混在する、茶褐色～茶暗色の海浜砂である。所々に 1.5 cm 未満の角礫～亜角礫を含む。ボーリング地点 4・5 では、最上部に砂泥互層の堆積が見られる。この層準は、浜堤と山地・丘陵に挟まれた地点でのみ堆積し、堤間地では顕著に認めることができなかつた。砂層や砂泥互層の下位には、砂質シルトが 1～0.5 m 程度の層厚で堆積している。砂質シルトは、灰褐色で非常に粘性が高く硬い。層の下位にいくにつれて、シルト分がより多くなる傾向がある。ボーリング地点 11 では、黒色泥炭層砂層を挟在しながら堆積する。挟在する砂層より下位の泥炭層の方が、上位の泥炭層よりも砂質分が若干多くなる。黒色泥炭層は、高い粘性を示すものの、砂質シルトに比べると軟らかい。挟在する砂層より上部に堆積する泥炭層の堆積年代は、およそ 1,440 cal BP，砂層より下部に堆積する泥炭層の堆積年代は、およそ 1,460 cal BP であった（表 1）。ボーリング地点 12 でも同様に泥炭層が確認でき、ボーリング地点 11 と同様に、泥炭層が砂層を挟在しながら堆積している。ボーリング地点 12 では、ボーリング地点 11 に比べて、砂層より上部に堆積する泥炭層が厚く、層厚 60 cm 程度である。この泥炭層は、層序・層相から、ボーリング地点 13 やボーリング地点 16 でもわずかに確認できる泥炭層に対応する可能性が高い。ボーリング地点 11 とボーリング地点 16 を比較すると、浜堤を越えて海岸に近付くにつれて泥炭層の層厚が薄くなることがわかつた。

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

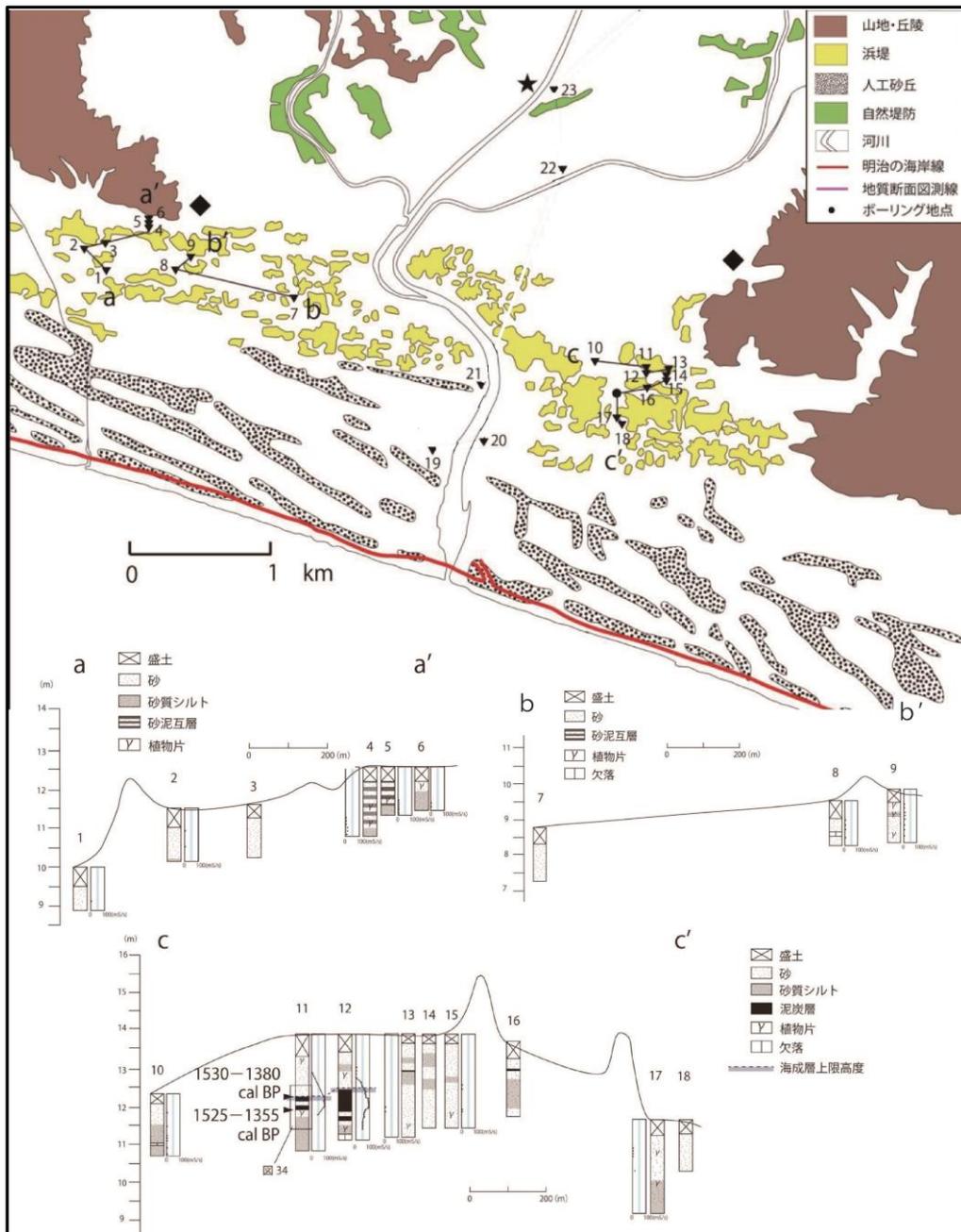


図 9 上図：ボーリング地点および浅層地質断面図測線の位置図の位置および地形分類図。図中の ★は西ヶ崎貝層の露頭（鹿島ほか, 1985）の位置，◆は砂州の閉塞時期を得た（鹿島ほか, 1985）掘削位置をそれぞれ示す。

下図：上図測線の断面図。各柱状図の横の散布図は、電気伝導度分析の結果を示す。散布図中の網掛けの部分は、遷移帯（電気伝導度 40~60 mS/m）を示す。▶は炭素同位体を用いた年代値を示す。表 1 参照。

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 10 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

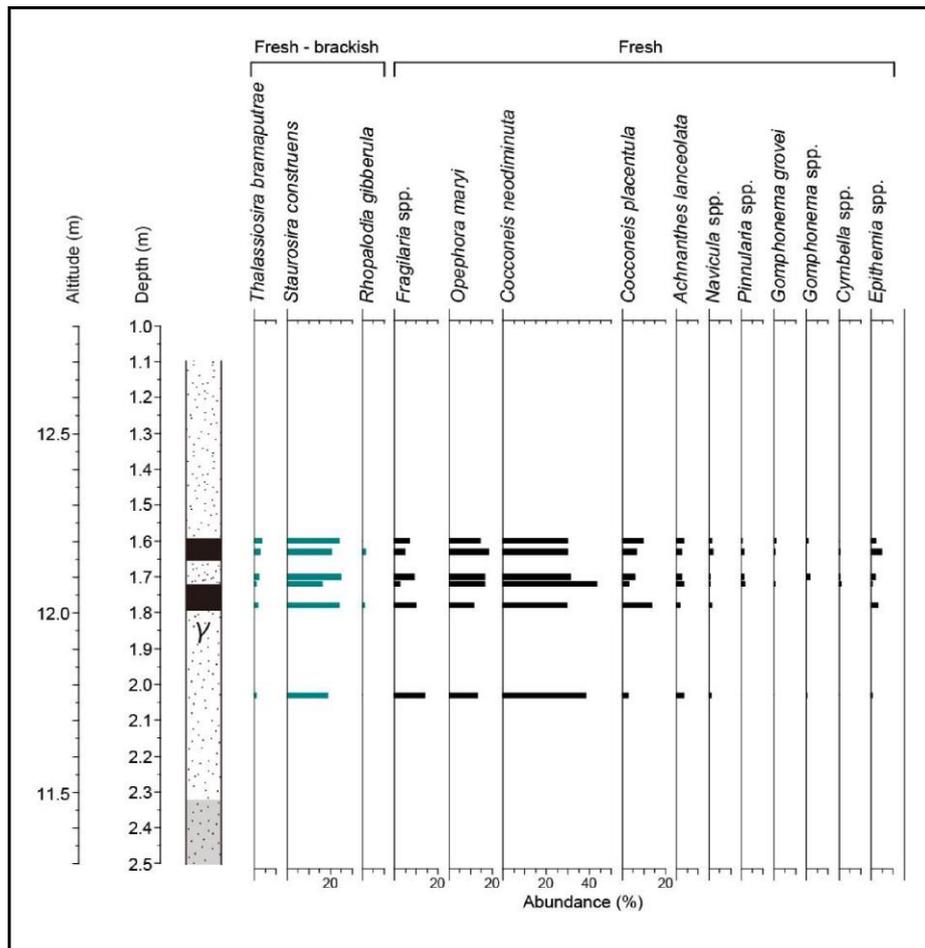


図 10 ボーリング地点 11 における珪藻分析結果. ボーリング地点 11 の位置・柱状図は図 9 を参照

産出する. 特に, *Cocconeis neodiminuta* 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.

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 12.2 m と見積られる. 泥炭層から得られた年代測定値はいずれも 1,500 cal 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.

Sampling site	Depth (m)	Altitude (m)	Material	$\delta^{13}C$ (‰)	14Cage (BP)	Calibrated age (cal.BP)	Code number	dating method	pre-treatment*
11	1.6	12.2	plant material	-25.4	1570±30	1460 (1530-1380)	Beta-428166	AMS	AAA
11	1.78	12.02	plant material	-26.3	1560±30	1440 (1525-1355)	Beta-428474	AMS	AAA
22	2.0	3.9	organic sediment	-20.6	2470±30	2720 (2745-2695) 2625 (2635-2615) 2548 (2595-2500)	Beta-428697	AMS	A
25	3.35	3.2	wood	-29.2	330±30	410 (425-395) 303 (320-285) 163 (170-155)	Beta-428696	AMS	AAA
160617-2	110	2.0	organic sediment	-25.5	4110±30	4785 (4815-4755) 4618 (4710-4525)	Beta-442112	AMS	AAA
160617-2	130	2.0	organic sediment	-24.0	4410±30	5203 (5210-5195) 4960 (5050-4870)	Beta-442113	AMS	AAA
160618-3	120	1.3	organic sediment	-26.2	4440±30	5220 (5275-5165) 5118 (5125-5110) 5015 (5070-4960) 4918 (4925-4910) 4895 (4900-4890)	Beta-442114	AMS	AAA

*AAA は、酸 (acid) -アルカリ (alkali) -酸 (acid) 洗浄, A は、酸 (acid) 洗浄を意味する。

表 1 年代測定結果

5.3.2 太田川低地の堤間湿地堆積物 (図 11, 12)

ハンドオーガーを用いた堤間地内の掘削調査では、貝殻片を採取することができなかつたため、上部泥層を覆う最上部泥層と考えられる (鹿島ほか, 1985). 廣内ほか (2014) や佐藤ほか (2015) では浜堤列 I と浜堤列 II の間の太郎助でハンドオーガーを用いた調査を行った (図 11). その層相は下部より、下部砂泥層が灰～暗灰色の細粒砂混じりシルトを主体とする地層で、堤間湿地北部 (20131225-3 コアより北側) の標高-0.8 m 以深に認められ、層厚数 mm～5 cm 程度の細粒砂が複数層挟まれる。下部砂泥層は上方に向けて黒色を帯び、未分解泥炭～黒泥などからなる泥炭層へ遷移する。泥炭層の層厚は 20131225-3 コアでは 55 cm, 20141120-2 コアでは 65 cm, 20131226-1 コアでは 60 cm である。泥炭層基底からは 20131225-3 コアで 2,305-2,370 cal BP (標高-0.61 m, 木片), 20141120-2 コアで 3,965-4,100 cal BP (標高-0.82 m, 有機質堆積物) の年代測定値が得られている。泥炭層中の標高-0.6～-0.8 m には陸側に薄層化する細粒砂層が挟在し、それを覆う泥炭層からは、直上から 2,925-3,210 cal BP (20131225-3 コア, 標高-0.46 m, 有機質堆積物), 約 10 cm 上位から 2,345-2,490 cal BP (20141120-2 コア, 標高-0.59 m, 植物片) の年代測定値が得られている。この泥炭層は標高-0.2～-0.3 m 付近で明瞭な境界を介して有機質泥層によって覆われる。泥炭層最上部からは 1,350-1,445 cal BP (20141120-2 コア, 標高-0.26 m, 有機質堆積物), 1,690-1,820 cal BP (20131226-1 コア, 標高-0.37 m, 有機質堆積物) の年代測定値が得られている (図 11). 有機質泥層は層厚 25～55 cm で、上位の灰色泥層に遷移する。

20160617-1 コアは約 3 km 東側の弁財天川左岸の浜堤列 I と浜堤列 II の間に位置す

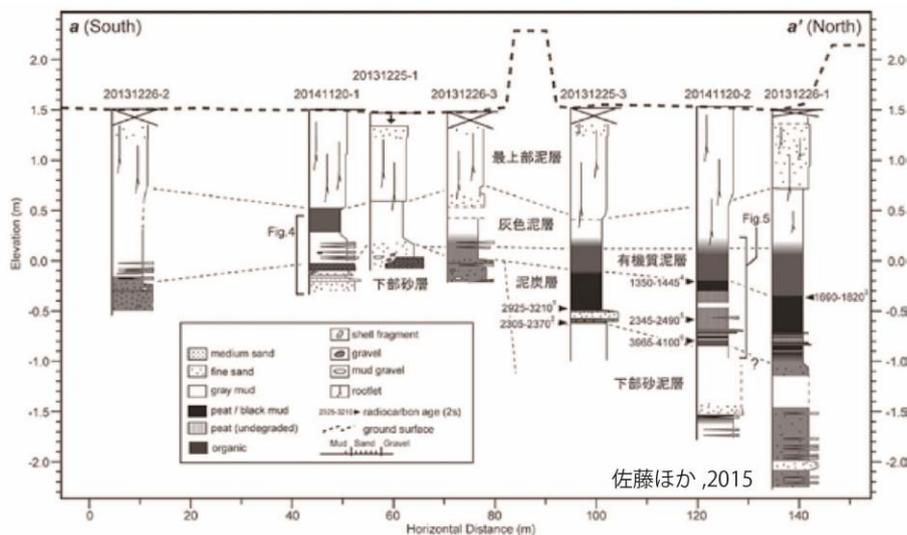
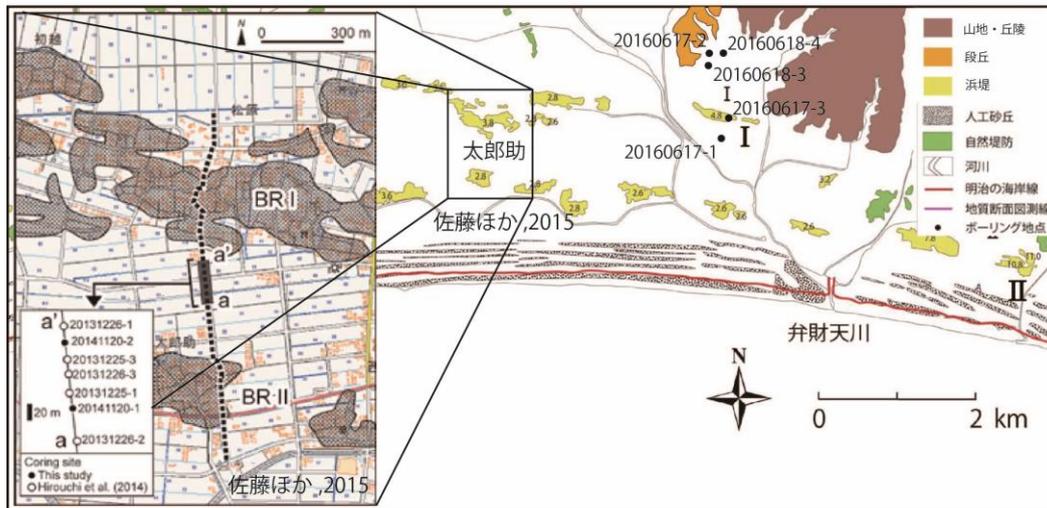


図 11 太田川低地のボーリング位置 (上段) およびボーリング結果 (佐藤ほか, 2015)

る (図 11, 12). 20160617-1 コアでは、標高 -0.8 m から -0.1 m まで青灰色のシルト質細砂がみられ、茶褐色の細砂から極細砂の薄層を挟んで約 30 cm の暗褐色の極細砂交じりの粘土に覆われる。太郎助地域と比べるとやや浅いものの、この層が泥炭層および有機質泥層に相当すると考えられる。この層から上方に漸移して灰色の極細砂交じりのシルト層が覆う。この層には細砂の薄層が認められる。これも太郎助の 20141120-1 コアに見られたものに該当する可能性がある。本報告の 20160617-2 コア, 20160618-3 コア, 20160618-4 コアはともに浜堤列 I の北側に位置し、弁財天川の洪水などの影響が及びにくい閉塞した場所である。特に、20160617-2 コア, 20160618-3 コアは段丘の縁にあたり、氷期においてもそれほど下刻されず、完新世の高海水準期の波蝕棚が広がっていたような場所だと考えられる。20160617-2 では標高 -0.4 m 以深で、20160618-3 コアでは標高 -0.5 m 以深で中～細砂がみられる。その上に砂質粘土～シ

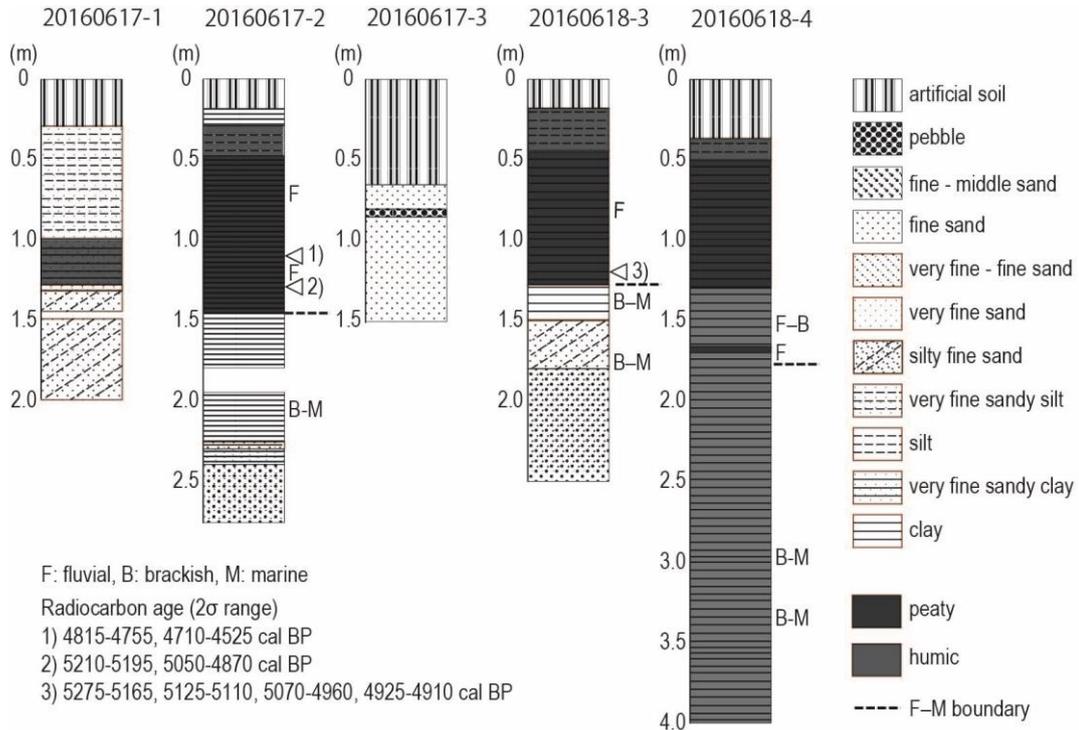


図 12 太田川低地の柱状図。位置は図 11 を参照

ルト質細砂層、および粘土層を挟み、20160617-2 コアでは標高 0.5 m、20160618-3 コアでは標高 0 m 付近から層厚 0.8~0.9 m の未分解泥炭から泥炭層が分布している。これら泥炭層の最下部の年代は 5,275-4,910 cal BP (20160618-3 コア、標高 0.1 m、有機質堆積物) である (表 1)。20160618-4 コアと 20160618-3 コアは、浅部でほぼ同じ層相を呈し、下部では砂層はみられず、標高-2.6 m まで有機質泥層がみられる。また、標高-0.3 m 付近では有機質泥層の間に厚さ 5 cm の泥炭層の薄層が認められる。

珪藻分析は 20160617-1、20160617-2、20160618-3、20160618-4 コアで実施した。20160617-1、20160617-2 コアでは化石の保存状態が悪く、ほとんど化石は見つからなかった。20160617-2、20160618-3 および 20160618-4 では、海~汽水環境でみられる珪藻 (*Cocconeis scutellum*, *Thalassiosira* sp., *Tryblionella lanceolata*, *Gramatophora oceanica*, *Navicula pygmaea*, *Achnanthes hauckiana*) が多産する層準から、淡水環境でみられる珪藻種 (*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp., *Gomphonema* spp., *Aulacoseira* spp.) が多産する層準へと変化することから、浜堤列の発達によって淡水環境が成立したことが示唆された。これらの層準は、20160617-2 コアが標高 0.5 m、20160618-3 コアが標高 0.0 m、20160618-4 コアが標高-0.35~-1.6 m の間と判断できる。

6. 考察

6.1 遠州灘沿岸地域の地殻変動

箆川低地では、完新世段丘が 4 段みられる (吾妻ほか, 2005; 藤原, 2007)。米倉ほか (1983, 1985) および鹿島ほか (1983) によれば、標高 14 m 付近に分布する完新世段丘 I 面の海成層上面高度は標高 3 m であり、この面は後氷期海進最盛期 (7500 cal

BP) の面であるため平均隆起速度は約 0.4 m/千年となる。吾妻ほか (2005) は、この値は更新統の御前崎段丘から推定される約 0.8 m/千年より小さく、測地測量から計測されている年間沈降量約 7.8 mm/yr と 150 年間隔で発生する安政東海地震の隆起量 1 m とから推定される地殻変動量はこれよりさらに小さくなることを指摘した。

菊川低地は、電気伝導度分析に基づく海成層上限高度が標高 12.2 m であり、泥炭層から得られた年代測定値はいずれも 1,500 cal BP 前後である。このことから、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 8.1 m/千年となる。この値は更新世段丘の変位から推定される隆起速度 (約 1.03 m/千年; 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。低地中央部では海成層上限高度が標高 3.85~3.55 m、形成年代は 2,600 cal BP と求められた。したがって、これにより求められる平均隆起速度は 1.4~1.5 m/千年となる。ほかに、菊川低地の海成層上限高度を示す資料として、鹿島ほか (1985) と佐藤 (2007) による研究がある。鹿島ほか (1985) では、低地北部の菊川市 (旧・小笠町) 東組で採取された試料の珪藻分析を行い、標高 5.1 m に海成層の上限高度があることを明らかにしており、砂州による汽水化は 3,800~3,100 cal BP 頃に生じている。海成層の上限をその時期と仮定すれば、平均隆起速度は 1.3~1.6 m/千年となる。

太田川低地は低地西部の完新統露頭で 3,500 cal BP 頃の淡水湿地堆積物を干潟堆積物が覆って堆積することが確認されている (藤原ほか, 2015; 佐藤ほか, 2016)。このことから、少なくとも 10^3 年オーダーの時間スケールでは、沈降傾向が卓越している可能性が高い。本研究でも、海水準の変動がほぼない (Tanigawa et al., 2013) と仮定すれば、浜堤列 I 内側、浜堤列 I と浜堤列 II の間ともに、地殻変動はほとんどなく、やや沈降と考えることができ、仮に完新世後期に若干の海水準の低下があるとしても、沈降傾向にあるといえる。

浜松低地では完新世に形成された海成段丘は認められない。浜松低地西部には 3~6 列の浜堤列と、それらによって閉塞された溺れ谷低地が分布する。これまでに当該地域における海成層上限高度に関するまとまった知見は得られていないが、堆積環境変化や浜堤の地形発達過程について復元した佐藤ほか (2011・2016) のデータからおおまかな傾向を読み取ることができる。例えば、東神田川低地では、干潟堆積物と推定される泥層が標高 -2.0~-2.3 m に分布し、その堆積年代は 3,200~4,400 cal BP 頃と推定されている (佐藤ほか, 2016)。当時の潮位差は不明であるが、浜名湖南部に位置する舞阪検潮所における平均潮位差が約 1.2 m であることを考慮すると、若干の沈降傾向を示すものと推定される。また、東神田川低地の西方に位置する六間川低地でも、干潟堆積物が標高 -1.4 m 以深に分布し、これを覆って淡水湿地堆積物が分布する (佐藤ほか, 2011)。この堆積環境変化の年代は 3,400 cal BP 頃と推定されている (佐藤ほか, 2011)。このデータも、東神田川低地と同様に、当該地域が若干の沈降傾向にある

ことを示唆する。これらの既存研究の知見に基づけば、浜松低地西部は少なくとも完新世後期には沈降が卓越している可能性が高いと考えられる。

6.2 菊川低地と太田川低地の浜堤の形成年代

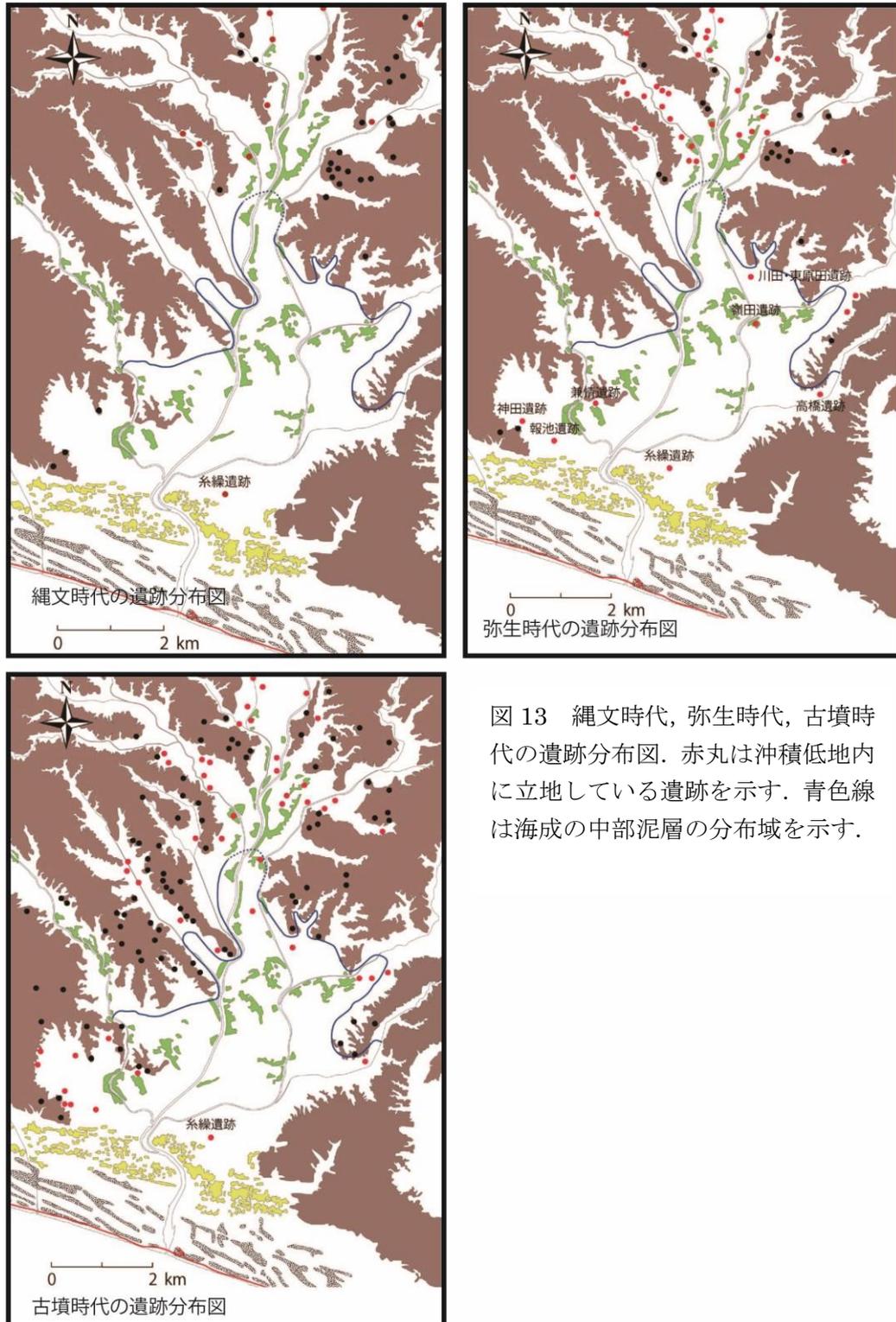


図 13 縄文時代, 弥生時代, 古墳時代の遺跡分布図. 赤丸は沖積低地内に立地している遺跡を示す. 青色線は海成の中部泥層の分布域を示す.

菊川低地では、内湾分布域の外縁部で海成層上限高度を標高 5 m と認定しており、同時期であるおよそ 7,800 cal BP に内湾が広がっていたことが分かる(鹿島, 1985)。鹿島ほか(1985)は、砂州背後における泥炭層下部の年代から、砂州によって内湾が閉塞された時期をおよそ 3,800~3,100 cal BP (縄文時代後期)としている。また、閉塞された地域の沖積平野上には弥生時代の遺跡である川田・東原田遺跡や兼情遺跡が分布しており、これらの遺跡の年代であるおよそ 2,000 cal BP (弥生時代中期)には内湾が埋積されて湿地が広がっていたことになる(図 13)。渡辺(1995)は、弥生後期の遺跡が台地、丘陵、低地北部に移動していることや、弥生後期の貝塚に鹹水性の貝化石が多くみられたことなどから弥生後期(約 1,900~1,700 cal BP)になると海水準は再び上昇し、低地中部まで水域が再拡大したと推定した。その後明らかとなった遺跡の分布を加えて再検討すると、この地域には古墳時代前期(およそ 1,700 cal BP)にいったん遺跡の分布がなくなり、古墳時代後期(およそ 1,500 年前)以降に再び分布するようになることが裏付けられた。これは、弥生時代後期以降~古墳時代中期頃、およそ 1,900~1,600 cal BP 頃にかけて海水準の上昇に伴い、再び海水の侵入があったことを示唆する(図 13)。

太田川低地では、内湾が砂州によって閉塞され、その内湾が埋められて泥炭を堆積させるような陸域の環境になったのは 5,275-4,910 cal BP ごろであり、内湾を閉塞した砂州が浜堤として成長したと考えれば、浜堤列 I の形成は 5,275-4,910 cal BP より前になる。同様に、浜堤列 II によって閉塞された堤間地に泥炭が堆積する環境になるのは 2,925-3,210 cal BP であり、浜堤列 II はその直前に形成されたと考えられる。これ以降、浜堤列 III が形成されたと考えられる。

6.3 浜堤の形状と地殻変動

海岸線に平行に分布する砂堆を構成する砂には、波によって運ばれてきたものと、風によって運ばれてきたものがある。地殻変動を論じる場合、海水準を指標とするため、砂丘のような風によって形成されたものは除外して考える必要がある。そこで比高が 10 m を超すものは風成と考えて、それ以下の砂堆を波によって形成されたものとして、浜堤の形成を前述したように考えると、浜堤列および浜堤の形状について、以下のような地形発達が考えられる(図 14)。

- 1) 浜堤の形成速度に対して相対的にゆっくりと、断続的に海岸線が前進(海退)する場合、浜堤も海岸線に合わせて幅を増大させる。
- 2) 隆起などで海岸線が小さくかつ急激に海退(前進)する場合、現成の浜堤は離水し、新たな海岸線に沿って新しい浜堤が重なるように形成される。
- 3) 隆起などで海岸線が大きく急激に海退する場合、現成の浜堤は離水し、新たな海岸線に沿って新たな浜堤がより標高の低い場所に形成される。
- 4) 沈降などで急激な海進が生じ(海岸線が後退し)、土砂供給量が相対的に少ない場合、現成の浜堤は波蝕によって失われ、新たな浜堤が形成される。
- 5) 沈降などで急激な海進が生じ、土砂供給量が相対的に多い場合、現成の浜堤は波蝕によって失われることなく、新たな浜堤がそれを覆う形で形成される。

このように考えた場合、隆起傾向の場所では、陸側に向かって浜堤列の高度は高くな

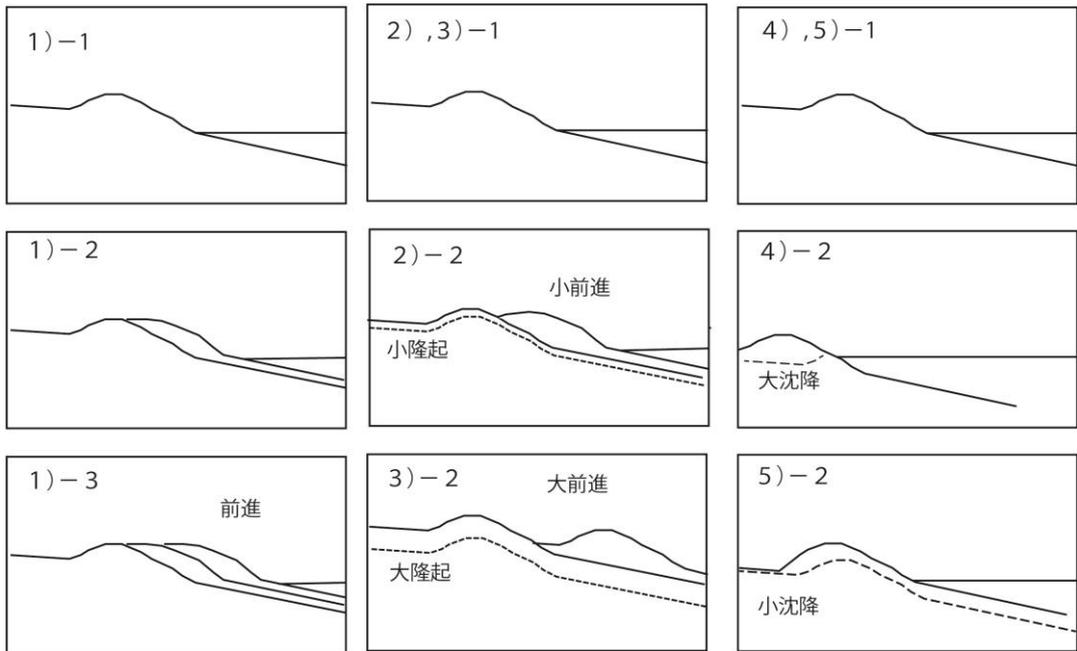
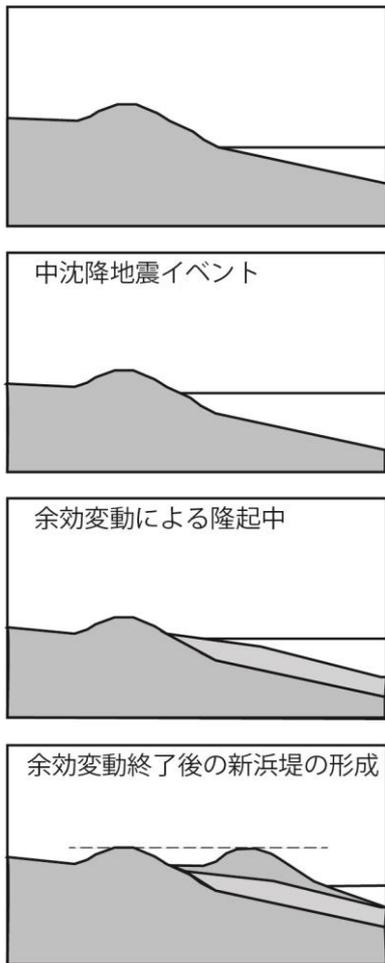


図 14 浜堤列の形状と地形発達の関係概念図



り、沈降傾向にある場所では陸側に向かって浜堤列の高度は低くなる。また、浜堤列の幅が狭く、浜堤列同士の間隔は大きく独立した浜堤列になる場合には急激な隆起があると考えられ、逆に浜堤列の幅が広く浜堤同士の間隔が狭い場合は、地殻変動に対して堆積が卓越し、海水準が安定している、もしくは十分に緩慢な地殻または海水準変動であると考えられる。

このように考えると、遠州灘沿岸の浜堤の形状からその地域の地殻変動像を推定することができる。菊川低地の浜堤は、陸側の浜堤の高度が高い、浜堤の幅が広い、大きな浜堤の中に細かい列が多数認められるといった特徴から、完新世を通して隆起傾向が認められるが、その隆起は小さい間欠的な隆起イベントによって蓄積されていることが推定できる。

太田川低地の浜堤は、陸側の浜堤と海側の浜堤の高度はほぼ同じで、浜堤の幅が狭く、浜堤列は独立しているという特徴がある。単純に考えれば、完新世を通じた地殻変動はあまり顕著ではないものの、海岸線を大きく移動させるような大きな隆起を伴うイベントとその隆起を打ち消すような沈降運動があると推定できるが、もし

図 15 太田川低地の浜堤列の発達図

このようなイベントがあれば、陸域が隆起イベントの後いったん離水することになる。しかし、20160617-2 コア、20160618-3 コア、20160618-4 コアの柱状図を見る限り、泥炭地が離水するようなイベントは見つからず、むしろ20160618-4 コアのように陸域から汽水域に変化するような沈降を示唆するイベントが存在し、これと同様な大きな沈降を示唆する結果は佐藤ほか（2015）でも藤原ほか（2015）でも認められる。これらの事実を矛盾なく説明するためには、1) 大きな沈降を伴う地殻変動が起きるが、既存の浜堤が破壊されることはなく、沈降地域は堆積作用で埋められる、2) その後、余効変動で新たな浜堤が形成されるよりも速い速度で隆起が起こる、3) その隆起が治まるとその場所に新たな浜堤が形成される、という地形発達があればよいと考えられる（図 15）。

6.4 南海トラフ巨大地震時の地殻変動のパターン

歴史記録の残っている南海トラフでの地震での箴川低地、菊川低地、太田川低地、浜松低地での地殻変動は表 2 のようになる。

	御前崎（箴川低地）	菊川低地	太田川低地	浜松低地
更新統地殻変動	+0.8m/千年	+1.03/千年		
完新世地殻変動	+0.4m/千年	+1.3-1.6m/千年	若干の沈降	若干の沈降
測地学的	-7.8mm/年	(-5mm/年)	(-3mm/年)	+2mm/年
明応地震			隆起	沈降
宝永地震	+1~2 m	+1 m	隆起	-0.6~-0.9m (沈降)
安政東海地震	+0.8~1.0m	+0.9m、+3.0m		-0.45m (沈降)
昭和東南海地震	+0.05m	+0.15~0.3m	沈降	-0.3m (沈降)

表 2 遠州灘沿岸部の地震性地殻変動および平均変位速度

箴川低地では、吾妻ほか（2005）は安政東海地震を基準に 150 年間隔で発生する一般の南海トラフ地震の隆起量を 1 m、御前崎の検潮所から求まる沈降速度を 7.8 m/千年、後氷期の平均隆起速度を 0.4 m/千年、更新世の平均隆起速度を 0.8 m/千年とし、後氷期以降と更新世との平均隆起速度の差は、安政東海地震などより大きな隆起量を示す異なるタイプの地震が近い将来発生することで後氷期の平均隆起速度と更新世の平均隆起速度との間にみられる矛盾が解消されるとし、その大きな隆起によって箴川低地に分布する 4 段の段丘が離水したと考えた。その離水年代が II 面で 3,500cal BP 以前、III 面で 2,150 cal BP 以前であることから、4 段の段丘を離水させるような巨大地震（1,500 年間隔で 4 m 隆起）が、100-150 年間隔で発生する地震とは別に存在することを想定している。藤原（2007）はそれぞれの段丘の海成層上限高度と離水時期について再検討している。その結果、段丘を離水させる大きな隆起を伴う地震は、2,800 BC 前後、1,800~2,000 BC 頃、400 BC 頃に発生した可能性が高いことを指摘した。また、海岸の隆起という観点からは、海溝周辺で起こる地震には、陸側プレート内の高角逆断層の活動を伴うものと伴わないものの 2 種類が存在すると考え、これらの海成段丘を隆起させた地震は、副次的な高角逆断層の活動を伴ったものと解釈している。Fujiwara et al. (2010) では、これらの段丘を離水させる大きな隆起を伴う地震について、過去 7,000 年に 4~5 回発生したと推定するとともに、この地震の規模は現在のデ

一タのみからは分からないとしている。

菊川低地では西暦 1707 年宝永地震で約 1 m の隆起，同 1854 年安政東海地震で 0.9～3 m の隆起，同 1944 年東南海地震で 0.15～0.3 m の隆起を記録している。このことから，安政東海地震を基準に 150 年間隔で発生する一般の南海トラフ地震の隆起量を 1 m とする。地震間の地殻変動量は御前崎の沈降量である約 8 mm/yr と浜松市舞阪の最近 50 年間の隆起量である約 2 mm/yr から内挿すると約 5 mm/yr の沈降となる。ここから計算される隆起量は 1.6 m/千年となり，後氷期の平均隆起速度は 1.3～1.6 m/千年とほぼ同じ程度となる。したがって，菊川低地の地震性隆起は大きくタイプの異なる地震が複数存在する必要性がなく，これは浜堤列の形態から推定された結果と調和的である。しかし，同じタイプのイベントでは菊川低地に海水が再進入することは起きないため，地震時に大きな沈降を伴うが，その後の余効変動で結果的に隆起するタイプの地震が存在する可能性があり，古墳時代の海進がそれにあたると考えれば，そのようなイベントは 1,700 年前～1,600 年前頃発生した可能性がある。

太田川低地では西暦 1498 年明応地震で隆起，同 1707 年宝永地震では横須賀で隆起，福田で沈降，同 1854 年安政東海地震は不明，同 1944 年東南海地震で若干の沈降を記録している。このことから，150 年間隔で発生する一般の南海トラフ地震の際の地殻変動はほぼ 0 m かやや隆起と考えられる。地震間の地殻変動量は御前崎の沈降量である約 8 mm/yr と浜松市舞阪の最近 50 年間の隆起量である約 2 mm/yr から内挿すると約 3 mm/yr の沈降となる。ここから計算される沈降量は 3 m/千年となり，後氷期の平均隆起速度は若干の沈降程度とは大きく異なる。したがって，太田川低地の地震性隆起は史上にはない大きな隆起を伴うタイプの地震時に生じると考えられる。これは浜堤列の形態や堆積物から推定された一端大きな沈降を伴ったのち余効変動で大きな隆起があったとした結果と調和的であり，そのようなイベントは浜低列 II が形成された時期と推定し，少なくとも 1,000 BC ごろに発生したと考えられる。

浜松低地では西暦 1707 年宝永地震では 0.6～0.9 m の沈降，同 1854 年安政東海地震では 0.45 m の沈降，同 1944 年東南海地震で 0.3 m の沈降を記録している。このことから，150 年間隔で発生する一般の南海トラフ地震の際の地殻変動は 0.5 m 程度の沈降と考えられる。地震間の地殻変動量は浜松市舞阪の最近 50 年間の隆起量である約 2 m/千年であることから，ここから算出される沈降量は 0.2 m/千年となり，後氷期の平均隆起速度は若干の沈降程度であり，その値より大きい。したがって，浜松低地の地震性隆起は史上にはない隆起を伴うタイプの地震が存在すると考えられる。

以上のことから，安政東南海地震などの歴史史料から推定される地震とは異なるタイプの地震が存在し，その地震は地震時の沈降と地震後の隆起を伴う可能性が指摘できたが，その発生時期は場所によって異なる。これは，イベントの年代と採取した年代試料の層準との不一致による可能性もあり，今後堆積環境の面的な変化などを加味した十分な検討が必要である。

7. まとめ

本研究では菊川低地と太田川低地の沖積平野に分布する浜堤列に着目し，その形態的特徴やボーリング調査によって得られた堆積物の分析に基づいて遠州灘沿いの地殻

変動の特徴を考察した。主な結果は以下のとおりである。

- 1) 菊川低地では大きな地殻変動はあまり存在せず、隆起傾向が続くこと。
- 2) 太田川低地では普段は沈降傾向にあるが、時々大きな隆起を伴う地震活動があり、地震時の沈降とその後の隆起という地殻変動が生じてきた可能性が高いこと。
- 3) 遠州灘沿岸では1,000年オーダーで発生する特異な南海トラフ地震が存在すること。
- 4) 浜堤の発達史から地殻変動の性質について考察できる可能性があること。

ただし、これらは十分に実証されたとはいえず、まだ推論でしかないため、今後より緻密な検証が必要とされる。

8. 謝辞

調査地の地主・耕作者の方々には調査の実施にご理解・ご快諾を頂いた。以上の方々に深く感謝の意を表します。なお、本報告は信州大学教育学部の坂本絵梨の卒業論文および、岡山大学教育学部の川上賢太の卒業論文の一部を加筆・修正したものである。

参考文献

- 新居関所史料館（2007）新居関所・新居宿の変遷，36p.
- 吾妻崇・太田陽子・石川元彦・谷口薫（2005）御前崎周辺の第四紀後期地殻変動に関する資料と考察，第四紀研究，44，169-176.
- 浜松市博物館（2012）浜松市博物館報，24，41p.
- 廣内大助・佐藤善輝・松多信尚・堀和明・清水龍来・遠藤悠・西川由香・安江健一・顔一勤（2014）静岡県太田川低地の堤間湿地における完新世後期の堆積環境変化，愛知工業大学地域防災研究センター年次報告，10，43-46.
- 細江町史料調査会（1957）細江のあゆみ 第一号，39p.
- 細江町史編纂委員会（2000）細江町史 通史編中，412p.
- 藤原治（2007）御前崎周辺の地形と地層が示す隆起現象，産業技術総合研究所活断層研究センター，<http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/katsudo/jishin/o,aezaki/index.html>.
- Fujiwara, O., Hirakawa, K., Irizuki, T., Hasegawa, S., Hase, Y., Uchida, J. I., & Abe, K. (2010) Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan. *Island Arc*, 19, 374-388.
- 藤原 治・北村晃寿・佐藤善輝・青島 晃・小野映介・小林小夏・小倉一輝・谷川晃一郎（2015）静岡県西部の太田川低地で見られる弥生時代中・後期の相対的海水準上昇，第四紀研究，54，11-20.
- 袋井市総務部防災課（2010）袋井市防災史，634p.
- Furumura, T., Imai, K., & Maeda, T. (2010) Tsunami Simulation for the Great 1707 Hiei, Japan, Earthquake using the Earth Simulator. *Annual Report of the Earth Simulator Center April, 2011.*, 95-101.
- 飯田汲事（1985）東海地方地震 津波災害誌. 飯田汲事教授論文選集，800p.
- 池田安隆（1996）活断層と日本列島の現在のテクトニクス. 活断層研究，15，93-99.
- 石橋克彦(2014) 南海トラフ巨大地震: 歴史・科学・社会. 岩波書店, 262p.
- 鹿島薫・米倉伸之・池田安隆・熊木洋太・宮崎隆・長澤良太（1983）御前崎周辺地域の完

- 新世海水準変化, 日本第四紀学会講演要旨集, 13, 43.
- 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.
- 川上賢太(2017) 日本国内における浜堤平野の分類と太平洋岸に分布する浜堤の地殻変動の関係について, 岡山大学教育学部卒業論文, 187p.
- 国土地理院 (1987) 土地条件調査報告書 (遠州地区), 国土地理院技術資料, 134p.
- 湖西市史編纂委員会 (2000) 湖西風土記文庫―行き交う―, 876p.
- 小杉正人 (1993) 珪藻, 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」, 245-252, 東京大学出版会, 556p.
- 地震調査研究推進本部 (2013) 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/nankai2_shubun.pdf.
- 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.
- 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, 1-14.
- 大須賀町誌編纂委員会 (1980) 大須賀町誌, 757p.
- 竜洋町史編纂委員会 (2007) 竜洋町史 資料編 I 原始・古代・中世・近世, 586p.
- 坂本絵梨(2016) 遠州灘東部地域における沿岸地形の形成と完新世地殻変動, 信州大学教育学部卒業論文, 137p.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋 (2009) 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, 8, 71-89.
- 佐藤善輝 (2007) 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.
- 佐藤善輝・藤原治・小野映介・海津正倫 (2011) 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変化. 地理学評論, 84, 258-273.
- 佐藤善輝・飯田杏奈・池田一貴・安江健一・廣内大助 (2015) プラントオパール分析に基づく太田川低地南部の堤間湿地における完新世後期の海岸植生変化の復元. 愛知工業大学 地域防災研究センター 年次報告書, 11, 35-41.
- 佐藤善輝・藤原治・小野映介 (2016) 浜松平野西部における完新世後期の浜堤列の地形発達過程. 第四紀研究, 55, 17-35.
- 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子 (2008) ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, 8, 17-70.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝 (2007) ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, 7, 47-80.
- 関七郎 (1977) 史料に見る東海大地震: 遠州地方の被害と実態 上巻, 遠州出版社, 154p
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信 (2007) 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, 7, 31-46.

- 静岡県埋蔵文化財調査研究所（1992）坂尻遺跡（遺構編 本文）平成3年度袋井バイパス（袋井地区）埋蔵文化財発掘調査報告書，301p.
- 静岡県埋蔵文化財調査研究所（1993）新堀遺跡，静岡県住宅供給公社新堀団地造成に伴う埋蔵文化財調査報告書，178p.
- 静岡県埋蔵文化財調査研究所（1998a）元島遺跡Ⅰ（遺構編 本文），平成6・7・8・9年度太田川住宅宅地基盤特定治水施設等に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書，346p.
- 静岡県埋蔵文化財調査研究所（1998b）元島遺跡Ⅰ（遺構編 図版），平成6・7・8・9年度太田川住宅宅地基盤特定治水施設等に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書，129p.
- 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.
- 鈴木隆介（1998）建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 段丘・丘陵・山地. 354p, 古今書院.
- 鈴木康弘（2011）東日本大震災の「想定外」問題について（緊急特集 東日本大震災）. 地理, 56, 78-82.
- Tanigawa, K., Hyodo, M., & Sato, H. (2013). Holocene relative sea-level change and rate of sea-level rise from coastal deposits in the Toyooka Basin, western Japan. *The Holocene*, 23, 1039-1051.
- 豊岡村教育委員会（1993）新平山遺跡，豊岡村新平山工業団地建設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書，76p.
- 渡辺二三彦（1995）静岡県袋井市南部，太田川低地の地形発達史，季刊地理学，47，103-118.
- 矢田俊文（2009）中世の巨大地震，吉川弘文館，203p.
- 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，556p.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島薫（1983）御前崎周辺. 掘削法による完新世海成段丘の形成過程に関する研究（太田陽子編：昭和57年度文部省科学研究費報告書），64-82.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島薫・松原彰子（1985）駿河湾周辺の海岸低地における沖積層掘削調査，昭和58・59年度東京大学特定研究経費成果報告書，最終氷期以降の自然環境の変動，35-80.
- 財団法人静岡県文化財団（2012）千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～，220p.