

「弥生の小海退」の海水準低下レベルの測定

田辺 晋（産総研）・堀 和明（名古屋大）

1. はじめに

「弥生の小海退」とは3～2千年前に現在よりも海水準が2mほど低下したとされる現象である。この現象は、1960年代に豊川平野（井関，1963）や佐賀平野（有明海研究グループ，1965）、富山湾岸（藤井，1965）において、弥生時代の遺跡や埋没林が現在の海水準よりも下位に発見されたことを契機に提唱されるようになった。なかでも、豊川平野では弥生時代中期の瓜郷遺跡が、幅500mの埋積浅谷と呼ばれる海水準低下に伴って形成された下刻地形を充填する河成層から検出されている。その後、「弥生の小海退」は日本各地の沿岸域から報告されてきた（太田ほか，1990；海津，1994）が、1990年代後半からはハイドロアイソスタシーによる地球物理学的な理論で肯定するには問題があるとされ（中田，1995）、近年ではその報告例はほとんどない。このように「弥生の小海退」の存在が不確定な理由としては、富山湾岸の埋没林の例（藤井，1992）を除いて、海水準の明確な指標の年代値と分布深度（インデックス・ポイント）が複数個にわたって得られていないこと、そしてこのような海水準インデックス・ポイントが得られていても、地域的なテクトニクスの影響を分離して評価できていない（澤井，2007）ことなどが挙げられる。また、最近では播磨灘沿岸（佐藤，2008）などにおいて、地域的なテクトニクスを分離した詳細な海水準変動が復元されているが、これらの地域では「弥生の小海退」は確認されておらず、このような地域的な存否もその一般的な認識の障害となっていると考えられる。

田辺・石原（2013）は、東京低地と中川低地から得られた多数のボーリングコア堆積物と放射性炭素年代値、ボーリング柱状図資料を用いて、地表面付近における沖積層の分布と形成過程を検討した。その結果、標高-5～-3mにおいて幅が約5kmの埋積浅谷とそれを充填する河道砂層が分布し、標高-3m以浅において河道砂層が現在の地表面を構成する氾濫原泥層によって被覆されることを明らかにした。河道砂層は3～2千年前、氾濫原泥層は2千年前以降の堆積年代を有する。同時間地質断面や古地理、予測計算（久保ほか，2006）に基づくと、3～2千年前を境とした利根川の土砂供給量の変動は考えられない。したがって、埋積浅谷は「弥生の小海退」に相当する海水準の低下、河道砂層はその後の海水準の安定に伴う河道の側方移動、氾濫原泥層は現在にかけた海水準の上昇に伴う河道の固定と越水によって形成されたとした。しかし、田辺・石原（2013）は、

地表面付近の河成層の分布と形態に基づいて、「弥生の小海退」の存在を間接的に推定したにすぎず、この点においては矢作川低地と濃尾平野における3～2千年前の海岸線の急激な前進による推定(川瀬, 1998; 小野, 2004)と変わらない。

関東地方における「弥生の小海退」の例証には、テクトニックな変動量が小さい地域における多数の海水準インデックス・ポイントの測定が必要と考えられる。本研究では、このような観点に基づいて、利根川低地最奥部の沖積層を対象とし、「弥生の小海退」の海水準低下レベルや、その規模、期間の復元を試みた。なお、3～2千年前という年代は、従来の考古学編年に基づく、縄文時代晩期～弥生時代中期にあたるが、最近の放射性炭素年代値に基づく編年によると、弥生時代早期～中期にあたる(春成, 2003)。これらの編年はまだ統一された見解とはなっておらず、本研究では3～2千年前の海水準低下現象を、有明海研究グループ(1965)によって最初に固有名詞化されたものに、かぎ括弧をつけ、便宜上「弥生の小海退」と表現する。

2. コア地点の概要

利根川低地は、北を稲敷台地と猿島台地、南を下総台地と接した沿岸河口低地である(図1)。現在、この地域には北から鬼怒川と小貝川、西から利根川が流下するが、利根川の東遷(1621年の赤堀川の開削)以前は、西からは常陸川と呼ばれる台地を集水域とした小規模な河川が流下した(大熊, 1981; 久保, 2007)。現在の鬼怒川と小貝川の平均流量はそれぞれ58 m³/sと22 m³/s (Shibata and Ito, 2014)であり、常陸川の平均流量はこれらの河川よりもはるかに小さかったと考えられる。完新世中期の海水準高頂(縄文海進)時、現在の利根川低地には古鬼怒湾と呼ばれる湾口にバリアーを伴った狭長な内湾が分布した(江坂, 1954; 菊地, 1968; 新藤・前野, 1982; 遠藤ほか, 1983; 斎藤ほか, 1990; 早川, 2000)。この古鬼怒湾は、縄文海進以降、鬼怒川と小貝川から供給された土砂によって埋め立てられ、その一部は香取海として利根川の東遷まで残存した(久保, 2007)。なお、利根川低地をとりまく台地の後期更新世以降の隆起速度は0.08～0.15 m/kyrと計算され、この地域における活断層の存在は知られていない(小池・町田編, 2001; 産業技術総合研究所, 2015)。

本研究では、15 m長のボーリングコア堆積物(GS-NDA-2)を2014年3月に千葉県野田市木間ヶ瀬の氾濫原において採取した。コア地点の緯度経度は北緯36°01′08.9″, 東経139°51′18.5″, 孔口標高はT.P. +6.16 mである。GS-NDA-2は(株)ダイヤコンサルタントによって採取された。このGS-NDA-2のコア地点は、東を猿島台地、西を下総台地に挟まれており、田辺ほか(2015)の10のコア地点よりもさらに内陸に位置する(図1)。既存の報告では、この地域の標高0 m付近に湾岸の湿地成と考えられる高有機質土が分布し(石橋・松本, 1992),

「弥生の小海退」に伴う内湾の海岸線の移動を検出するのに適していると考えられる。なお、この高有機質土の下位には内湾泥層、上位には利根川の東遷以降の河成層が分布する。GS-NDA-2のコア地点は千葉・杉原(2010)のkm-2のコア地点と隣接しており、千葉・杉原(2010)は石橋・松本(1992)の高有機質土を珪藻群集解析に基づき塩水湿地堆積物と解釈している。

3. 研究手法

GS-NDA-2はスリーブ内蔵二重管サンプラーを用いて採取し、その採取率はほぼ100%である。コア堆積物は半裁し、岩相(粒度、堆積構造、粒子の支持様式、岩相境界の特徴)と生物相(貝の種類、生痕の産状と種類、植物根の有無)に着目した記載を行った。貝は産業技術総合研究所の中島 礼博士によって同定された。コア堆積物の4φよりも粗い粒子の含有率は、半裁面から20cm間隔で採取した容積7ccのキューブ試料を用いて、63μmの篩によって測定した。含水率も同じキューブ試料を用いて測定した。なお、本研究では堆積環境の解釈を支持するために、(株)パリオ・サーヴェイに依頼し、GS-NDA-2の9層準から珪藻を抽出し、100個体以上になるまで同定・計数した。さらにGS-NDA-2の6層準から約50ccの試料と250μmの篩を用いて植物遺体を抽出し、抽出した植物遺体は千葉大学の百原 新博士によって同定された。コア堆積物から採取した9点の植物片と木片は、(株)加速器分析研究所に依頼し、放射性炭素年代値を測定した。放射性炭素年代値は、Reimer et al. (2013)のデータセットとCALIB ver.7.0.2 (Stuiver et al., 2014)を使用して、暦年代に較正した。

4. 結果

4.1. 岩相

GS-NDA-2は下位より4つの岩相A, B, C, Dに区分される(図2)。

岩相Aは、コア深度15.0~10.0mに分布しており、青灰色のシルト層からなる(図3)。この青灰色シルト層は、生物攪乱を受けており、ヌマコダキガイ類やアカガイ類などの潮下帯の貝(奥谷, 2000)を多産する。4φよりも粗い粒子の含有量は0~40%、含水率は50~60%である。

岩相Bは、コア深度10.0~7.8mに分布しており、暗褐色の有機質シルト層からなる(図3)。下位の岩相Aとの境界は、コアの継ぎ目にあたり、その特徴は不明であるが、漸移変化ではないと考えられる。この有機質シルト層は、層厚が5cm以下の細粒砂層を挟在し、細粒砂層のなかには逆グレーディング構造をしめすものもある。また、有機質シルト層は、生物攪乱を受けており、コア深度9.5~9.1mにみられる生痕は、岩相Cの青灰色シルトによって充填される。この岩相は、多くの植物片を含むが、貝は含まない。4φよりも粗い粒子の含有量は0

～80%，含水率は30～60%である。

岩相 C は，コア深度 7.8～6.5 m に分布しており，主に青灰色のシルト層からなる（図 3）。しかし，この岩相は，岩相 A とは異なり，下位の岩相 B からその上部にかけて，色調が暗褐色から青灰色へと漸移変化する。また，この岩相には，直径が 1 cm 以下の斑点状の生痕が多くみられるが，貝はみられない。4φよりも粗い粒子の含有量はほぼ 0%，含水率は 60%である。

岩相 D は，コア深度 6.5～0.0 m に分布しており，砂泥互層からなる（図 3）。下位の岩相 C との境界は明瞭である。砂層は，層厚が 100 cm 以下で，極細粒砂～中粒砂から構成される。また，砂層中にはカレント・リップル層理がみられる。泥層は，灰色のシルト層から構成され，植物片のほか植物根も含む。この岩相に貝はみられない。4φよりも粗い粒子の含有量は 0～80%，含水率は約 20～40%である。

4.2. 珪藻

珪藻は，岩相 A の最上部，岩相 B の 4 層準，岩相 C の 3 層準，岩相 D の最下部から抽出し，その群集を解析した（図 4）。

岩相 A の珪藻は，そのほとんどが海水～汽水生種から構成され，*Thalassionema nitzschioides* などの内湾かつ外洋の指標種（小杉，1988；千葉・澤井，2014）を含む。

岩相 B の珪藻は 10%程度の汽水生種と 90%程度の淡水生種から構成され，水辺よりも水深のある環境をしめす。*Thalassiosira bramaputrae* と *Grammatophora macilenta*，*Cyclotella striata*-*C. stylorum*，*Diploneis smithii*，*Nitzschia granulata*，*Rhopalodia musculus*，好+真流水性種の下部から上部への変化は，それぞれ塩分と流速の増加とみなせる。

岩相 C の珪藻はそのほとんどが淡水生種から構成され，水辺よりも水深のある環境をしめす。

岩相 D の珪藻は淡水生種から構成され，陸上の環境をしめす。

4.3. 植物遺体

植物遺体は，岩相 B の 4 層準，岩相 C の 2 層準から抽出し，主に種子に着目して，その種類を解析した（表 1）。

岩相 B からは，水深約 1～2 m の水域に多い比較的大型の沈水植物や浮葉植物が多く産出した。岸边付近のより水深の浅い水域に生育する抽水植物や，陸上に生育する湿地生植物，草本，藤本も産出したが，それらの個体数は少なく，離れた場所から水流で運ばれたものが堆積したと考えられる。比較的大型の沈水植物や浮葉植物の植物遺体の個体数は，下部から上部にかけて減少する。

岩相 C からは、水深の浅い場所に生育する沈水植物と抽水植物、湿地生植物やその他の陸生の草本が産出するが、岩相 B から産出した比較的深い水域に生育する沈水植物や浮葉植物は産出しない。植物遺体の個体数は、岩相 B よりもさらに減少する。

4.4. 放射性炭素年代値

GS-NDA-2 から得られた 9 点の植物片と木片は、5.4~0.5 千年前の放射性炭素年代値をしめす (表 2)。このうちコア深度 9.22 m と 8.70 m, 6.17 m の植物片は下位のものよりも古い年代値をしめし、再堆積したと考えられる。堆積年代とみなせる植物片と木片によると、岩相 A は 5.4 千年前、岩相 B は 2.6~1.8 千年前、岩相 C は 0.9 千年前、岩相 D は 0.5 千年前の年代値を有する。

5. 考察

5.1. 堆積環境の解釈

GS-NDA-2 の 4 つの岩相は、岩相と生物相、珪藻、植物遺体、放射性炭素年代値に基づいて、その堆積環境を推定することができる。

岩相 A からは、潮下帯の貝と内湾指標種の珪藻が産出することから、内湾環境を推定することができる。また、その堆積年代は関東地方における縄文海進時 (遠藤ほか, 1989) に相当し、霞ヶ浦周辺における縄文海進の高頂レベルである標高 2.5 m (鹿島・阪口, 2009) を採用すると、その最上部の古水深は 6.6 m と計算できる。

岩相 B からは、淡水生の珪藻が卓越して産出すること、水深 1~2 m をしめす植物遺体が産出することから、湖沼縁辺などの淡水の水辺の環境を推定することができる。本岩相から産出するわずかな汽水生珪藻と生痕は、2.6~1.8 千年前にかけて、汽水が古鬼怒湾最奥部まで影響し、田辺ほか (2015) によってしめされたように、湾口が外洋に開いていたことを示唆する。なお、岩相 A との境界は比較的明瞭であることから、内湾から湖沼縁辺にかけた環境と古水深の変化は、漸移的ではなかったと考えられる。本岩相は、石橋・松本 (1992) の高有機質土、もしくは千葉・杉原 (2010) の塩水湿地堆積物に相当する。

岩相 C の珪藻群集は岩相 B と同じ湖沼環境をしめすが、植物遺体の組成は水深が岩相 B よりも浅くなったことを示している。岩相 B・C 境界は、その環境変化が漸移的であったことをしめす。なお、本岩相の最上部からは 0.9 千年前の堆積年代が得られており、中世まで存在した香取海の堆積物とみなすことができる。

岩相 D からは、淡水生の珪藻しか産出しないこと、植物根がみられることから、陸上の河川環境を推定することができる。なお、岩相 D の最下部からは 0.5

千年前（1430～1470年）の堆積年代が得られており（表2）、これは1621年の赤堀川の開削に先行する。また、岩相C・D境界は明瞭であることから、利根川の東遷以前にGS-NDA-2のコア地点が湖沼から氾濫原に比較的急激に移行したことがうかがえる。コア深度6.2m以浅には厚層の砂層が堆積しており、これらの粗粒碎屑物は利根川の東遷以降にもたらされたと考えられる。

5.2. 堆積物の累重様式

図5はGS-NDA-2とGS-NDA-1、GS-ABK-1の同時間地質断面をしめす。赤線は岩相境界、青線は千年単位の同時間線をしめす。

岩相A、B、C、Dは、いずれのコアにおいても確認され、岩相Aは7.8～3.6千年前、岩相Bは3.0～1.8千年前、岩相Cは0.9千年前、岩相Dは0.6千年前の年代値を有する。

岩相Aの内湾堆積物の同時間線は湾口にかけて前進をしめす。常陸川の土砂供給量は内湾堆積物の体積よりもはるかに小さかったと考えられることから、古鬼怒湾の最奥部では、主に湾口から供給された鬼怒川と小貝川の浮遊性碎屑物によって埋積が進行したと考えられる。3.6～3.0千年前の間に海水準は低下し、岩相Aの内湾環境は岩相Bの湖沼縁辺環境へと急激に変化した。

岩相Bの湖沼縁辺堆積物は1～2mの古水深をしめす。この堆積物は、GS-NDA-1とGS-NDA-2において1m以上の層厚を有することから、アグラデーションを示唆する。また、この堆積物の基底の年代は、GS-ABK-1からGS-NDA-1、GS-NDA-2にかけて、3.6～2.6千年前、3.0千年前、2.6千年前と若くなる。したがって、これらの特徴から湖沼縁辺堆積物は、海水準の上昇に伴って内湾堆積物にオンラップしたと考えられる。GS-NDA-2の岩相Bの下部から上部かけた、珪藻群集がしめす塩分と流速の増加と植物遺体数の減少は、いずれのコアにおいても認められ、海水準の上昇に伴う内湾の水塊の拡大を示唆すると考えられる。内湾の拡大によって、湖岸がより内陸に移動すると、植物遺体の供給が減る。また、塩分の増加によって、淡水生植物が生息しづらい環境に変化したとも考えられる。なお、GS-NDA-2の岩相A・Bの比較的明瞭な境界面は、いずれのコアでも確認され、これらは湖沼の波浪によって形成された軽微なラビーメント面とみなせる。

岩相Cは、岩相Bと同じく湖沼堆積物と解釈されるが、いずれのコアにおいても、岩相Bと比べ、汽水生珪藻と植物遺体数が減少する。これらの要因としては、湾口の閉鎖と湾口からの浮遊性植物遺体の供給の遮断などが考えられるが、今後の更なる検討を要する。いずれにせよ、岩相Cから産出するわずかな植物遺体は、岩相Bから岩相Cにかけて、湖沼の埋立てによる上方浅海化を示唆する。岩相Cの湖沼環境は、常陸川から供給された土砂によって、0.9～0.6千

年前に岩相 D の河川環境へと急激に変化した。

岩相 D の河川堆積物の累重様式は、湾口への前進をしめすと考えられる。利根川の東遷以前、GS-NDA-2 には氾濫原が分布したのに対し、GS-NDA-1 と GS-ABK-1 には潮汐の影響した河道が分布した（田辺ほか，2015）。東遷以降は，利根川の急激な土砂供給によって，各コア地点の標高はおおよそ 0 m から 4~6 m まで上昇した。

5.3. 海水準変動

岩相 B の湖沼縁辺堆積物は，古水深が 1~2 m と推定され，ラビーンメント面を介して岩相 A の内湾堆積物に累重する。また，本堆積物はリトログラデーショナルかつアグラデーショナルな累重様式をしめす。これらの事象は，本堆積物が海水準の上昇に伴って形成されたことを示唆する。

図 6 は GS-NDA-2 と GS-NDA-1, GS-ABK-1 の湖沼縁辺堆積物の年代と分布深度をプロットしたものである。ここで，湖沼縁辺堆積物の古水深を 2 m と仮定すると，3.0~1.8 千年前の海水準変動曲線が描ける。現在の霞ヶ浦では，波浪による侵食地形（湖棚）が水深 0.5~2.0 m に認められる（平井，1987）。古鬼怒湾最奥部では，水塊が現在の霞ヶ浦よりも小さく，その場合，湖棚はより浅い水深に形成されたと考えられる。ラビーンメント面を覆う堆積物は，このような侵食地形から落下した碎屑物から構成されるため（Nummedal and Swift, 1987），植物遺体がしめす水深は 1~2 m であるが，岸辺の水深 1 m 以内の水域に生育する抽水植物の産出量が少ないことから，比較的深い水深だったと考え，水深約 2 m を採用した。なお，湖沼縁辺堆積物が堆積した当時の内湾は，現在の霞ヶ浦と同じく，半閉鎖水塊であったため，潮差はほとんどなかったと考えられる。

利根川低地では縄文海進がいつまで継続したかは明らかにされていない。しかし，霞ヶ浦周辺では，茨城県稲敷郡美浦村の陣屋敷低湿地遺跡が，縄文海進時の海成層上に立地し，堀之内 2 式~加曾利 B 1 式の土器を産出する（中村，2008）。これらの様式の土器は放射性炭素年代測定に基づくと，4.0~3.7 千年前と推定される（工藤，2012）。したがって，利根川低地と霞ヶ浦を含めた一帯では，4.0~3.7 千年前には縄文海進は終焉したと考えられる。

以上の推定から海水準変動を復元すると，海水準は，4.0 千年前には標高 2.5 m から低下を開始し，3.0 千年前には標高-2.2 m まで低下，そして 2.0 千年前にはほぼ現在の水準まで上昇したことがうかがえる（図 6）。また，2.6 千年前の海水準は標高-1.5 m であることから，海水準の上昇速度は，3.0~2.6 千年前にかけて小さく（1.75 mm/yr），2.6~2.0 千年前にかけて大きくなった（2.50 mm/yr）ことが推定できる。なお，茨城県取手市では 4 m の盛土を行った際に 40 cm の沈下が確認され（茨城県竜ヶ崎工事事務所，久須見健一，2013，私信），同様の地

層が分布する本調査地域でも、東遷以降に堆積した利根川の河川堆積物の上載圧によって、数十 cm 程度の沈下が生じた可能性がある。このような圧密の影響によって、海水準の低下レベルは若干上方修正する必要があるが、利根川の河川堆積物は全てのコア地点においてほぼ同じ層厚で分布する（図 5）ので、図 6 で復元したような海水準変動のトレンドは、圧密の影響によって変化するものではない。また、利根川低地における後期完新世のテクトニックな変動量は、東京低地と中川低地と同様に、海水準変動に有意な違いをもたらすものではない。以上のことから、利根川低地における沖積層の表層部の累重様式は、東京低地と中川低地と同様に、「弥生の小海退」の存在によって、整合的に説明できると考えられる。

6. まとめ

「弥生の小海退」は、海水準インデックス・ポイントが複数個にわたって得られた研究例がほとんどないこともあって、その存在は一般的な認識とはなっていない。今回、利根川低地の最奥部において 1 本のボーリングコア堆積物を採取し、既存の 2 本のボーリングコア堆積物とあわせて、堆積環境と累重様式を復元したところ、海水準の上昇をしめす 3.0~1.8 千年前の湖沼縁辺堆積物を認定することができた。この湖沼縁辺堆積物の古水深を 2 m と仮定すると、利根川低地と霞ヶ浦一帯の海水準は、4.0 千年前には標高 2.5 m から低下を開始し、3.0 千年前には標高-2.2 m まで低下、そして 2.0 千年前にはほぼ現在の水準まで上昇したことが推定できる。

謝辞

貝を同定して頂いた中島 礼博士と植物遺体を同定して頂いた百原 新博士、珪藻の環境解釈について教示を頂いた佐藤善輝博士、本研究を助成して頂いた国土地理協会に記して謝意を表します。

引用文献

- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系—とくに有明軟弱粘土について—。地団研専報, no. 11, 86 pp.
- 千葉 崇・杉原重夫 (2010) 古鬼怒湾最奥部における珪藻遺骸群集の変化と海進・海退について。野田市史編さん委員会 (編), 野田市古環境調査地質柱状図集, 野田市, 127-155.
- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新。Diatom, 30, 17-30.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の沖積層。アーバンクボタ, no. 21, 26-43.

- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司 (1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義. 第四紀研究, 28, 61-77.
- 江坂輝弥 (1954) 海岸線の進退からみた日本の新石器時代. 科学朝日, 163, 75-76.
- 藤井昭二 (1965) 黒部川扇状地の形成と富山湾周辺部の埋没林について. 地球科学, 78, 11-20.
- 藤井昭二 (1992) 埋没林と海水準変動—富山湾周辺を中心に—. アーバンクボタ, no. 31, 60-65.
- 春成秀爾 (2003) 弥生時代の開始年代. 国立歴史民俗博物館特別講演会配布資料. <https://www.rekihaku.ac.jp/kenkyuu/0725/index.html>. 2015年1月5日引用.
- 早川唯弘 (2000) 関東平野北東部—鹿島—行方隆起帯と関東平野. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (編), 日本の地形 4. 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, 183-191.
- 平井幸弘 (1987) 霞ヶ浦における湖棚の構造と成因. 地理評, 60, 821-834.
- 井関弘太郎 (1963) 瓜郷遺跡の自然環境. 豊橋市教育委員会 (編), 瓜郷, 豊橋市, 4-15.
- 石橋幸子・松本栄次 (1992) 茨城県南西部の利根川低地における近世以降の環境変遷. 筑波大学水理実験センター報告, no. 16, 93-105.
- 鹿島 薫・阪口 豊 (2009) 陸平遺跡周辺のいくつかの小規模な谷底低地における沖積層の特徴と縄文海進に伴う海域の変遷. 美浦村教育委員会 (編), 陸平貝塚—調査研究報告書 3・自然科学分野調査の成果—, 美浦村, 39-46.
- 川瀬久美子 (1998) 矢作川下流低地における完新世後半の地形環境の変遷. 地理評, 71, 411-435.
- 菊地隆男 (1968) 茨城県鹿島半島北部の地形発達史. 資源科学研究所彙報, no. 70, 63-76.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 pp.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.
- 久保純子 (2007) 「常総の内海」香取平野の地形と歴史時代における環境変遷. 茨城県立歴史館 (編), 霞ヶ浦・筑波山・利根川: 中世東国の内海世界, 高志書院, 39-63.
- 久保雄介・Syvitski, J.P.M.・田辺 晋 (2006) 水文学的モデル HYDROTREND による過去 13,000 年間の古利根川碎屑物供給量の推定. 地質雑, 112, 719-729.
- 工藤雄一郎 (2012) 旧石器・縄文時代の環境文化史: 高精度放射性炭素年代測定

- と考古学, 新泉社, 373 pp.
- 中田正夫 (1995) 最終氷期以降の海水準変動. 日下雅義 (編) 古代の環境と考古学. 古今書院, 82-108.
- 中村哲也 (2008) 霞ヶ浦の縄文景観・陸平貝塚. 新泉社, 93 pp.
- Nummedal, D. and Swift, D.J.P. (1987) Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *SEPM Spec. Publ.*, no. 41, 241-260.
- 奥谷喬司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173 p.
- 小野映介 (2004) 濃尾平野における完新世後期の海岸線変化とその要因. *地理評*, 77, 77-98.
- 大熊 孝 (1981) 近世初頭の河川改修と浅間山噴火の影響. *アーバンクボタ*, no. 19, 18-31.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980~1988 における研究の展望—. *第四紀研究*, 29, 31-48.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- 斎藤文紀・井内美郎・横田節哉 (1990) 霞ヶ浦の地史 : 海水準変動に影響された沿岸湖沼環境変遷史. *地質学論集*, no. 36, 103-118.
- 産業技術総合研究所 (2015) 活断層データベース. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html. 2015年1月5日引用.
- 佐藤裕司 (2008) 瀬戸内海東部, 播磨灘沿岸域における完新世海水準変動の復元. *第四紀研究*, 47, 247-259.
- 澤井祐紀 (2007) 珪藻化石群衆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.
- Shibata, K., and Ito, M. (2014) Relationships of bankfull channel width and discharge parameters for modern fluvial systems in the Japanese Islands. *Geomorphology*, 214, 97-113.
- 新藤静夫・前野元文 (1982) 霞ヶ浦周辺低地の環境研究 (1) —桜川低地と霞ヶ浦の地形, 地質—. *筑波の環境研究*, 6, 173-181.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W. (2014) CALIB 7.0.

<http://calib.qub.ac.uk/calib/>. 2014年5月20日引用.

田辺 晋・石原与四郎 (2013) 東京低地と中川低地における沖積層最上部陸成層の発達様式：“弥生の小海退”への応答. 地質雑, 119, 350–367.

田辺 晋・宮田雄一郎・中島 礼・水野清秀 (2015) 利根川左岸地域における沖積層ボーリングコア堆積物の解析結果. 地質分野研究企画室 (編), 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究最終報告書, 地質調査総合センター, 289–296.

海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270 pp.

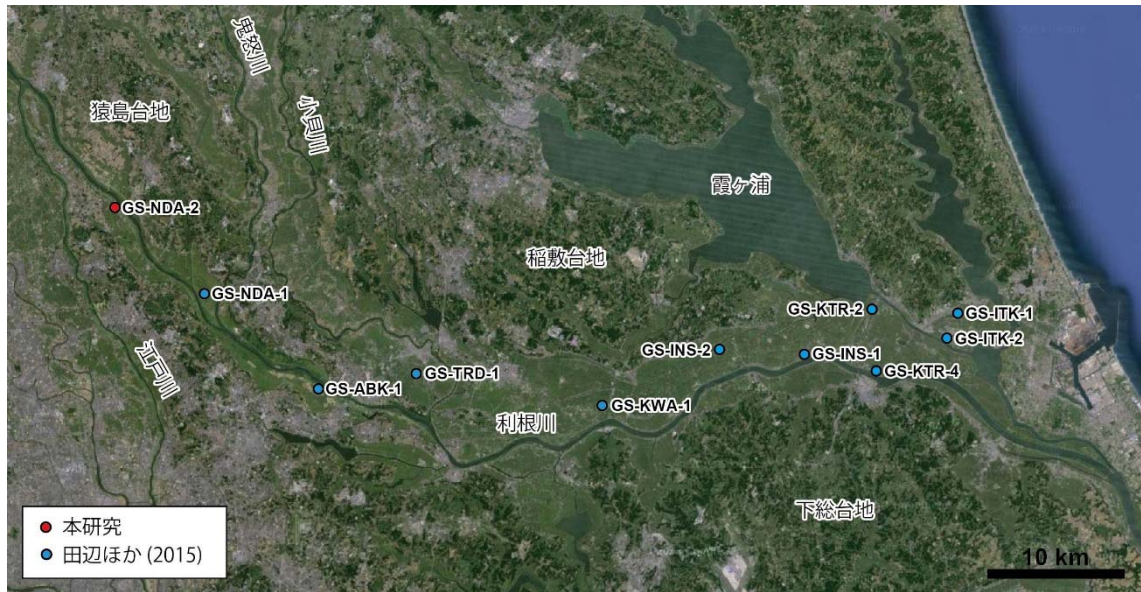


図 1. 調査位置図

GS-NDA-2
T.P. +6.16 m

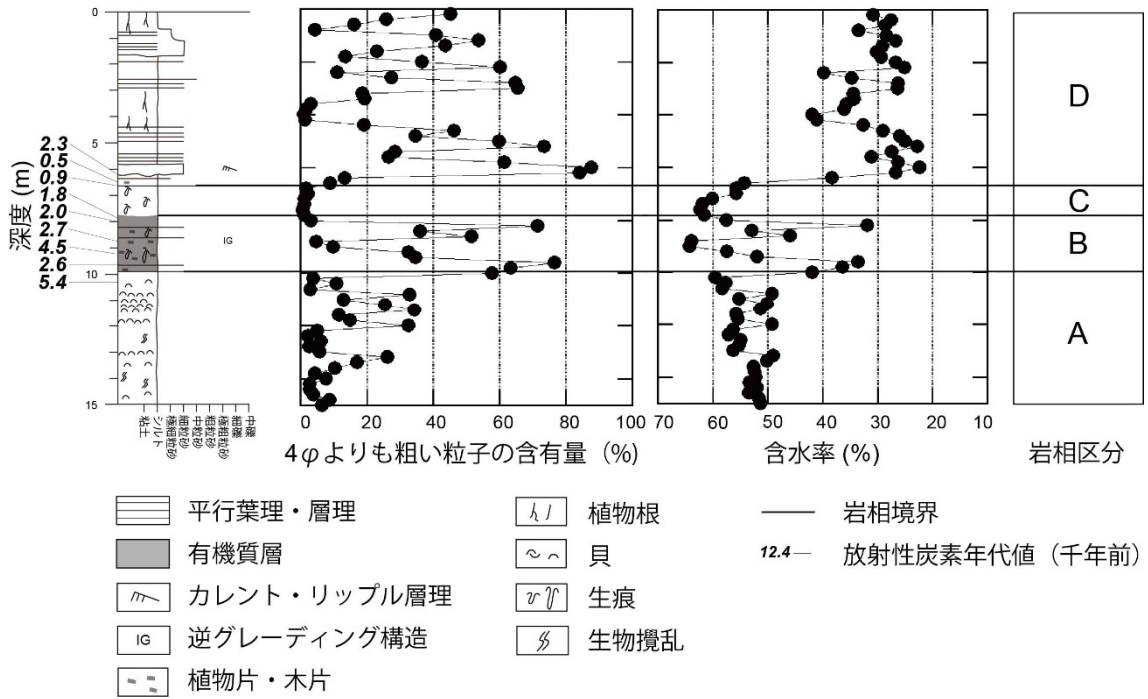


図 2. ボーリング柱状図



図 3. 岩相の写真

コア深度～10.0 m：岩相 A（内湾堆積物），コア深度 10.0～7.8 m：岩相 B（湖沼縁辺堆積物），コア深度 7.8～6.5 m：岩相 C（湖沼堆積物），コア深度 6.5 m～：岩相 D（河川堆積物）。

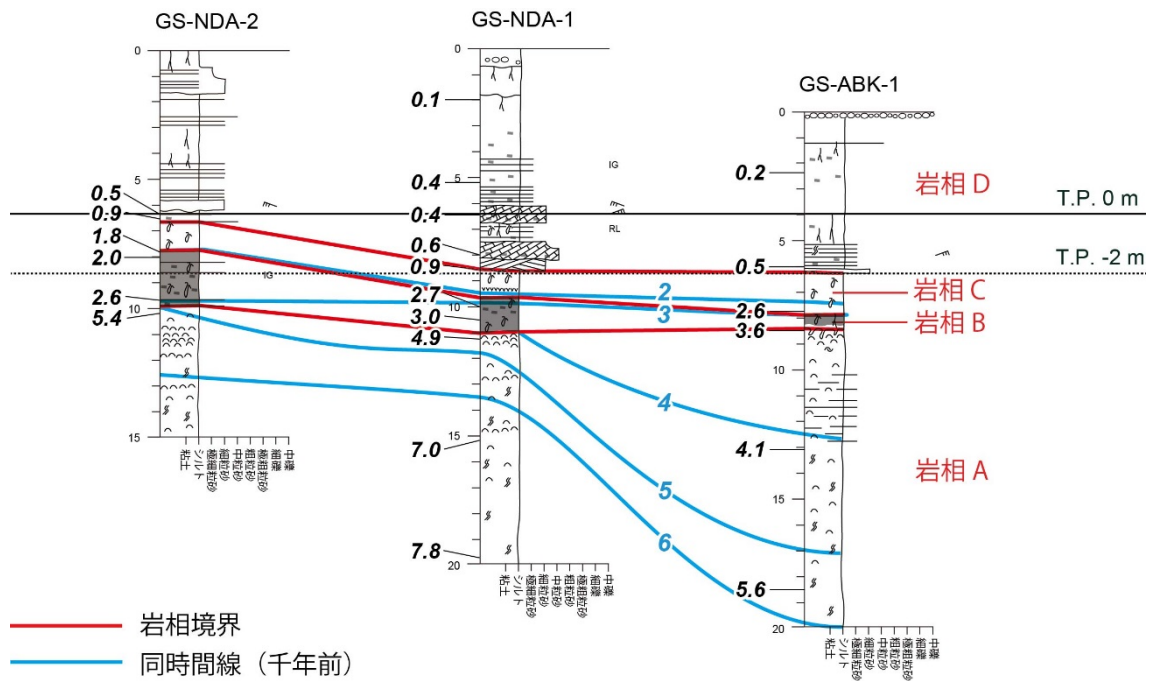


図 5. 同時間地質断面

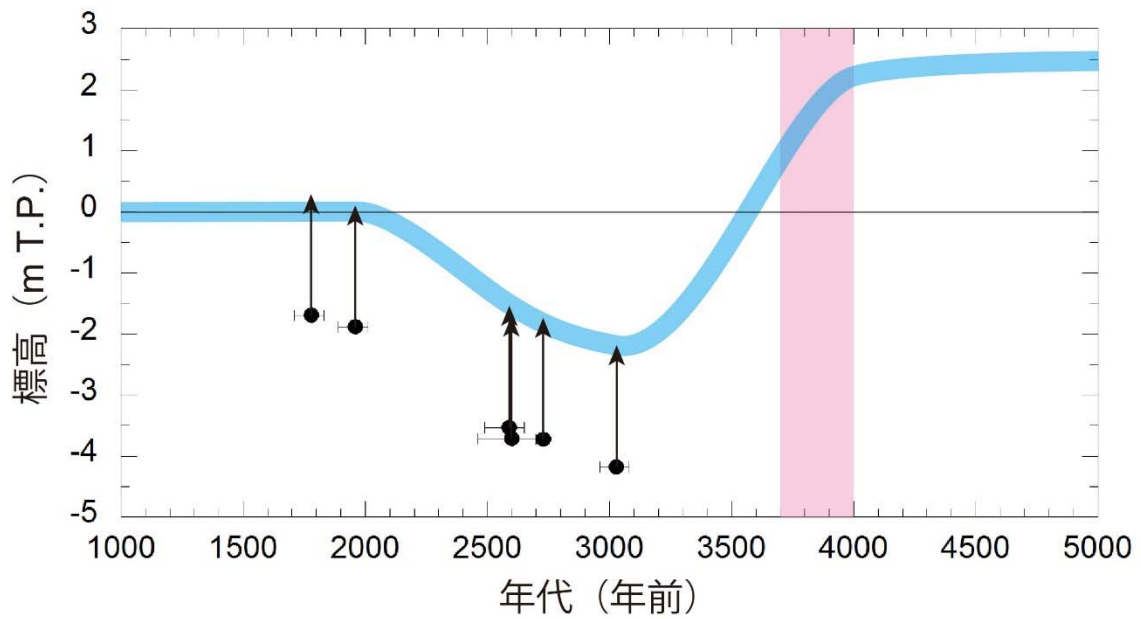


図 6. 海水準変動曲線

●は岩相 B (湖沼縁辺堆積物) の年代・深度分布. これらの古水深は 2 m と仮定した. 青線は海水準変動曲線, 赤線は陣屋敷低湿地遺跡の年代から推定した縄文海進の終焉時期をしめす.

表 1. 植物遺体

			水深1~2 m					
			コア深度					
に生息			9.8-9.7 m	9.3-9.2 m	8.8-8.7 m	8.3-8.2 m	7.8-7.7 m	7.3-7.2 m
汽水生沈水植物								
カワツルモ	果実		7	1	1			
沈水植物								
フラスモ属	卵胞子		2	2	1			
イバラモ	種子	○	5	1	1	1		
トリゲモ	種子		1	1	1			1
スプタ	種子		1					
浮葉植物								
アサザ	種子	○				1		
ジュンサイ	種子	○	1	1	1			
ヒシ属	果実・刺	○	5	1	1	1		
ヒルムシロ近似種	果実	○	6	2	1	1		
コバノヒルムシロ近似種	果実				1			
抽水植物								
フトイーサンカクイ	果実		2		1			
ガマ属	種子					1		1
ホシクサ属	種子					1		
湿地生植物								
カサスゲ近似種	果実		1				1	
サナエタデーオオイヌタデ	果実			1	1			
草本 (湿生~乾生)								
シダ	葉		1				1	
ヤブマオ近似種	果実		1	2				
キジムシロ属	果実			1				
スマレ属	種子					1		
イネ科	瘦果				1	1		1
藤本								
サルナシ	種子		1					
個体数計			34	13	11	6	4	3

表 2. 放射性炭素年代値

深度 (m)	標高 (m T.P.)	試料の種類	同位体分別補正年代 (1 δ) (BP)	較正年代 (2 δ) (cal BP)	試料番号
6.17	-0.01	植物片	2270 \pm 20	2300–2350	IAAA-134191
6.40	-0.24	植物片	430 \pm 20	480–520	IAAA-134192
6.63	-0.47	植物片	960 \pm 20	800–870	IAAA-134193
7.86	-1.70	植物片	1840 \pm 20	1710–1830	IAAA-134194
8.05	-1.89	木片	2010 \pm 30	1890–2010	IAAA-134195
8.70	-2.54	植物片	2590 \pm 20	2720–2750	IAAA-134196
9.22	-3.06	植物片	4000 \pm 30	4420–4530	IAAA-134197
9.70	-3.54	植物片	2510 \pm 30	2490–2650	IAAA-134198
10.25	-4.09	植物片	4660 \pm 30	5340–5470	IAAA-134199