中海 Nk-3C 地点における湖底表層堆積物層序および 過去約 600 年間の地球化学的環境の変化

廣瀬孝太郎¹·瀬戸浩二²·辻本 彰³·中村英人⁴· 安藤卓人²·入月俊明⁵·香村一夫¹

Sedimentation age model for bottom sediments and temporal variation in water environment over the last 600 years in Lake Nakaumi, Core site Nk-3C

Kotaro Hirose¹, Koji Seto², Akira Tsujimoto³, Hideto Nakamura⁴, Takuto Ando², Toshiaki Irizuki⁵ and Kazuo Kamura¹

Abstract: The stratigraphy of lake bottom sediments at site Nk-3C in Lake Nakaumi was determined based on three sediment cores: 09Nk-3C (core 09; drilling depth 167 cm below lake floor (blf)), 17Nk-3CA (core A; 183cm blf), and 17Nk-3CB (core B; 168cm blf). Seven tie points were established correlating core 09 and core A, and correlating core B and core A. These were determined using lithofacies, soft X-ray photography and CNS elemental analysis. Using the age model inferred from ¹³⁷Cs and ¹⁴C dating, the sedimentation rates at Nk-3C are estimated to be 0.37 cm/y in the 0–20.3cm interval, 0.38 cm/y in 20.3–23.7 cm, 0.24 cm/y in 23.7–102.5 cm, and 0.34 cm/y in 102.5 cm–182.5 cm. We also investigated the vertical distribution of TOC, TN and TS in the cores and the historical variation in the depositional environment at this location in Lake Nakaumi. TOC and TN gradually increased with small fluctuations from 1391 CE to 1870 CE, after which they increased rapidly up to 2017 CE. Within this sharp increase there are two brief (~30 y) decreases beginning at 1910 CE and 1965 CE. TS follows a trend similar to TOC and TN up to 1965 CE, then it decreases toward the top of the core (2017 CE). C/N ratio, which follows

受付日: 2020年7月28日, 受理日: 2020年11月10日, WEB 掲載日: 2020年12月31日

¹ 早稲田大学創造理工学部・Faculty of Science & Engineering, Waseda University, 3-4-1 Okubo, Shinjuku-ku, Tokyo, 169-8555 Japan.

² 島根大学エスチュアリー研究センター・Estuary Research Center, Shimane University, 1060 Nishikawatsucho, Matsue 690-8504, Japan.

³ 島根大学教育学部・Faculty of Education, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue 690-8504, Japan.

⁴大阪市立大学理学研究科 • Faculty of Science, Osaka City University, 3-3-138 Sugimoto, Sumiyoshi-ku, Osaka, 558-8585, Japan.

⁵ 島根大学総合理工学部・Faculty of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu-cho, Matsue 690-8504, Japan.

a generally increasing trend after 1700 CE, indicating a relative increase of terrestrial organic materials. We suggest that a displacement in river course of the Hii and/or Iinashi rivers in the middle 17th century and resulting progradation of their deltas enhanced the dilution effect on TOC and TN due to an increase in sedimentation rate at the core site. The sharp rise of TOC, TN, and TS after 1870 CE reflects the eutrophication of Lake Nakaumi, caused by an array of anthropogenic impacts, such as the rapid increase of nutrient inputs due to industrialization and population growth, and the semi-enclosure of the lake due to land reclamation in the Sakai Strait, the outlet of Lake Nakaumi.

Key words: Lake Nakaumi, lake sediment, past 600 years, stratigraphy, CNS

はじめに

島根県と鳥取県の県境に位置する中海は,砂州の 発達により日本海と分断された汽水の海跡湖である (高安, 2001). 中海およびその上流域に位置する宍 道湖の湖底には、中海層と呼ばれる完新統が最大30 m 程度の厚さで堆積する. これまで行われた中海層 の層序学的研究から、現在の中海・宍道湖に相当す る水域は、内湾と汽水湖の環境を何度か行き来した ことが知られている(徳岡ほか, 1990; 三瓶ほか, 1996; Sampei et al., 1997, 2005; 高安·出雲古代景観復元 チーム, 1998; Sampei and Matsumoto, 2001; 山田・高 安, 2006 など). 過去 1,000 年間の中海の古環境に関 しては, 音波探査(徳岡ほか, 1990)や貝化石(高安 ほか, 1989)のほか, 貝形虫(高安ほか, 1990;山田ほ か,2015),有孔虫(瀬戸ほか,1990),渦鞭毛藻シス ト(小島ほか, 1996),花粉(渡辺・中海・宍道湖自然 史研究会, 1988) および, 元素分析 (Seto et al., 2004) により中海全域にわたって議論がなされてきた. 近年 では、アジアモンスーンの振動による10-100年スケー ルといった短期間の環境変化 (Yamada et al., 2016) も 堆積物から復元されている. さらに近過去に関しては、 歴史記録にある洪水 (Ota et al, 2017), 地形改変や人 為的な栄養塩の負荷による富栄養化(入月ほか, 2003; Nomura, 2003; Katsuki et al., 2008) など, 周辺域の人 間活動に関連した湖内の環境変化も注目されてきた.

以上のことからも分かるように、中海は、完新世に おける非常に精緻な古環境情報のリザーバーである. 中でも、中海湖心部の Nk-3C 地点(図1)は、中海 の水理環境に大きく寄与する宍道湖、飯梨川、境水 道のいずれの影響も捉えやすい位置にあり、これらを 通じた周辺域の変化を堆積物に記録し続けているこ とが予測される.そのため、この地点に保存された 古環境記録をかつてない高い時間解像度で明らかに することで、湖のシステムの変化をより正確に理解で きるはずである.このような研究においては、複数の 研究結果を統合的に扱い、各環境要素の変化に対す る因果関係を検討するために、掘削年が異なるコア 間および極近傍で掘削位置が異なるコア間において データを比較する必要がある.以上のことから本研究 では、中海の Nk-3C 地点において掘削した複数本の コアの分析データをもとに層序と年代を検討した.ま た、CNS 元素分析に基づき、本地点の水域環境変化 とその要因について検討した.

調査地域、試料および分析方法

中海の地理環境と環境特性

中海の湖面面積は 96.9 km², 平均水深は 5.4 mで ある. 湖底は全体的には西部から東部に向かって緩 やかに傾斜し、後述の浚渫窪地を除いた最大水深は 弓ヶ浜西部における 8.4 mである. 中海の西部には大 橋川の河口が接続し、これを介して宍道湖と連絡し ている. その他に主な流入河川には, 中海の南側に 集水域を持つ飯梨川や意宇川などがある. そのうち, 宍道湖の主要な流入河川である斐伊川から大橋川を 経て中海へ流入する水量は、中海への河川水の年間 総流入量の約 70% を占めると言われている (Ohtake et al., 1982). 中海は島根半島および弓ケ浜半島によっ て日本海と隔てられているが、長さ7.5 km,幅0.3 km の境水道を通じて日本海の海水と湖水を交換して いる (図 1). 湖水上層 (0-2 m) の塩分は主として河 川からの流入量に依存して大きく変動し、特に梅雨期 の7月には低下する. これに対して下層(4-6m)で は、7月を除いて変動幅は小さい. このため、中海は、 浅い水域であるにもかかわらず、全層の混合は起こり にくく, 平常時には塩分躍層が発達する水域である. これに対し、水温の季節変動は表層のみならず底層



図1 中海の位置および堆積物試料掘削地点.(A)日本における中海の位置(B)中海周辺の水域システムと水域における主要都市(C)中海におけるコア試料掘削地点(Nk-3C),地理的状況,および人為的改変地域.地点XはYamada et al. (2016),地点Nu86-81は高安ほか(1989),NU9007とBP-3は三瓶ほか(1996),Sampei et al. (1997),13Nk-8cはOta et al. (2017)においてそれぞれ過去に堆積物コアが掘削された地点.飯梨川と大橋川が,中海に流入する主要な河川である.一方で海水は境水道を通じて日本海より侵入する.森山堤防,馬渡堤防,御海崎堤防は本庄工区を干拓するために建造された.この水域は現在西部承水路,北部承水路に設置されたパイプ,および2009年に一部が撤去された森山堤防によって中海の主部と通じている.中浦水門は西暦1974年に完成し,2008年に撤去された.飯梨川の河口は西暦1666年に西部から東部へ付け替えられ,さらに西暦1840年に現在の位置に付け替えられた.中海には、かつてヘドロの除去と埋め立て母材の入手を目的として掘削された浚渫窪地が弓ヶ浜に沿って存在する.埋め立てや埋積の歴史的経緯は中海自然再生協議会(2010),野村(1999),谷田部(2001),中国四国農政局(2020)より、浚渫窪地の分布は徳岡(2010)をコンパイルした.

(Continue)

Fig. 1 Maps indicating the location of Lake Nakaumi and the drilling site of sediment cores. (A) The location of the Lake Shinji-Lake Nakaumi system in Japan. (B) The location of Lake Nakaumi relative to surrounding water bodies and principal cities in the catchment area. (C) The locality of the drilling site (Nk-3C), geomorphological features, and areas of anthropogenic environmental changes in Lake Nakaumi. Station X, Nu86-81, NU9007 and BP-3, and 13Nk-8c are locations of past studies: Yamada et al. (2016), Takayasu et al. (1989), Sampei et al. (1996) and Sampei et al. (1997), and Ota et al. (2017), respectively, whose data are discussed in this paper. Oohashi river and Iinashi river are dominant rivers which provide freshwater to Lake Nakaumi. Sea water enters through the Sakai Channel from the Sea of Japan. Moriyama dike (north side), Mawatari dike and Omisaki dike (southwest side) were built to isolate the Honjo area from Lake Nakaumi for an abandoned land reclamation project. This area is now connected with the main water body of Lake Nakaumi by the western drainage channel, pipes at the entrance to the northern drainage channel, and the opening of part of the Moriyama dike in 2009. The Nakaura Gate was built in 1974 CE and removed in 2008. The river channel of the Iinashi river was displaced from the western channel to the eastern channel in 1666 CE, then rerouted to the present location in 1840. Borrow pits were dug in order to remove eutrophic bottom sediments and to providing the base material for land reclamation along the Yumiga-Hama peninsula. The historical record of reclamation/aggradation is taken from Nakaumi Shizen Saisei Kyogi-kai (2010), Nomura (1999), Yatabe (2001), Chugokushikoku Regional Agricultural Administration Office (2020). The distribution of borrow pits is from Tokuoka (2010).

においても大きく,表層と底層の水温差は比較的小さいため,水温躍層の発達は微弱である. 湖心部における上層の塩分は 10~20 psu,下層の塩分はおよそ 30 psu である (清家ほか, 1997).

中海の環境変遷の概要

最終氷期,現在の中海に相当する水域は陸地であっ たが,縄文海進期には東部に開いた内湾的な環境と なった.その後,弥生時代の冷涼期(紀元前400年 ごろ)には海底が低下し,現在の弓ヶ浜に相当する場 所に浜堤が形成され,汽水の潟湖となった(高安・徳岡, 1993).その後は比較的外洋の影響が強い内湾となっ たが,貝類および貝形虫群集に基づけば西暦1100年 頃,古文書(大山寺縁起絵巻)によると遅くとも西暦 1398年には,弓ヶ浜を横断していた境水道以外の水 路が陸化し,現在に近い汽水域が形成されたと考え られる(山田ほか, 2015).

中海に及んだ最初の顕著な人為的改変は、たたら 製鉄のためのマサ土採取や、「かんな流し」に伴う土 砂流出であろう.かんな流しは、たたら製鉄に用いる 砂鉄の選別・採取のために、西暦 1700 年前後から西 暦 1923 年まで、中海・宍道湖の集水域を含む中国山 地北麓一帯の河川で行われていた(貞方、1985;貞方、 2007). マサ土採取による土砂流出は, 19世紀中盤に 最大となったと考えられている(伊藤ほか, 2000). こ の土砂流出の影響下において、西暦 1635 年または 1639年の洪水をきっかけとして、日本海に直接注いで いた斐伊川は東流し、斐伊川からの淡水は宍道湖か ら中海を経由して美保湾へと流出することになった(高 安・徳岡, 1993). その後も, 上流域のたたら製鉄(19 世紀に最盛),方満山銅山の開発(西暦 1865 年以降), 湾口の埋め立て(西暦 1920 年代)など、日本国内の 一般的な事例からみても、古くから様々な人為的改変 が行われてきた. さらに中海では, 1963年から始まっ た国営中海干拓・淡水化事業に前後して多くの干拓 事業が行われ、中海南西部および東部・弓ヶ浜半島 沿いや南東部・米子湾の浅場が陸化した. また, 1975 年から1998年まで、弓ヶ浜半島沿いや米子湾で大規 模な浚渫が行われ,現在も中海の面積の1割に及ぶ 約8 km²の窪地がこの水域に存在する(中海自然再 生協議会, 2010). これらの事業により, 1960年以前は 中海の総面積の約20%を占めた水深3m以下の浅場 の大部分が失われた. 1968 年から 1981 年にかけては. 中海の北西部にあたる本庄工区を囲む堤防(森山堤 防・大御崎堤防・西部承水路提など)が建設された. 1980年前後の堰提完成以前の中海では、境水道から

流入した海水は大根島の周りを反時計回りに流れ,河 川から供給される淡水は大根島を取り巻くように両方 向に流れていたが,堰堤完成以後の海水は,中浦水 門を通って南へ流れ,淡水は大根島の周りを反時計 回りに流れている(倉門ほか,1998).なお,1988年に は,干拓・淡水化事業の一時凍結が決定し,2002年 に正式な事業中止を受けて,2005年に中浦水門の撤 去工事が開始され,2009年3月には撤去が完了した. また,2007年には本庄工区西部の西部承水路提が撤 去,2009年には森山堤防の一部開削(開削幅60 m) が行われた.

柱状コア試料の採取と分取

柱状コア試料は、中海南部に流入する飯梨川の河 口から北に約2kmの地点Nk-3C(水深約7.2m)に おいて、コアパイプ部がアルミ合金製の押込式ピスト ンコアラー(コアラーの機構の詳細は香月ほか(2019) に詳しい)により採取した、ピストンにつながるロー プを船上に固定し、ロッドで連結した2mのパイプを 船上から押し込んだ後速やかに船上に回収し、垂直 の姿勢を保ったまま持ち帰った. 2009年に 35°28.597' N, 133°12.740'Eにおいて 09Nk-3C コア (09 コア;167 cm), 2017年に35°28.588′N, 133°12.750′Eにおいて 17Nk-3CA(Aコア;コア長183 cm) および17Nk-3CB(B コア;コア長168 cm)を得た. コアは半割し, その一 方(I) は断面の岩相記載と SPAD503 (コニカミノル タ株式会社)による色調測定を行った後、深度方向 に対して直交する面で1 cm ごとに分割した. もう一 方(II) は断面に soft X 線ケース(長さ 25 cm, 幅 5 cm, 深さ1 cm)を埋め込んで連続試料を採取した後, 残りを(I)と同様に1 cm ごとに分割した. なお,本 研究では各コアにおける試料(分析層準)を深度で 表記する. 例えば, 深度 0-1 cm の試料はその深度の 中央値を用いて 0.5 cm と表記する.本研究ではコア 間の側方連続性が良好であったため、後に詳細を記 述するコア間の層序対比により補正深度を適用した 場合も.1 試料あたりの厚さはいずれも約1 cm である.

soft X 線画像解析, 含水率測定, CNS 分析

soft X 線ケースの試料は, soft X 線画像撮影装置 (ソフテックス株式会社)による撮影を行った後,1 cm ごとに分割し,含水率測定とCNS 測定を行った. 試 料は湿潤重量を測定した後,凍結乾燥機で10日間 乾燥させ,乾燥重量を測定した.その後,同一の試 料を分取してメノウ乳鉢で摩砕し,そのうち約10 mg を Ag カップに入れ,1 mol/1の HCI を滴下して110°C で2時間乾燥させた後, Sn カップに包み, CHNS Elemental analyzer (Thermo Electron Co., model Flash EA 1112)を用いて測定した.標準試料には BBOT を 用い,5点検量線法を採用した.

年代分析

Bコア (I)の,¹³⁷Cs,²¹⁰Pb (ex), 測定を行った. 試料は, CNS 分析と同様に乾燥・摩砕を行った後、2g を分取し てスチレン製のチューブに入れて密閉し, 226Ra とそれ らが壊変して生成される²²²Rn, ²¹⁴Pb および²¹⁴Biの放 射平衡を得るために,3週間以上放置した.測定はγ 線スペクトロメトリー (Canberra EGPC150-P16; FWHM resolution 1.4KeV at 122 KeV) を用い、24 時間エネル ギーのカウントを行った. 深度 0.5 cm から 28.5 cm ま での 29 試料と, 深度 30.5 cm から 48.5 cm まで 2 cm ごとの10試料について分析を行い、計39の分析結 果を得た.137Cs に関しては,得られた測定結果に対 し、1950年代以降の大気圏内核実験で大気中に放出 され世界中に拡散・降下したグローバルフォールアウト (Global Fall Out; GFO)の観測結果との対比をもとに 年代を評価した.²¹⁰Pb(半減期 22.3 年)を利用した堆 積速度は、水中を沈降して堆積した過剰鉛(²¹⁰Pb (ex)) によって求めることができる.²¹⁰Pb (ex) の濃度は,²¹⁰Pb の濃度から²¹⁴Pbの濃度を差し引くことによって求め、 CIC モ デル (Appleby and Oldfield, 1978; Carroll and Lerche, 2003) を適用して年代の評価を行った. また, コアから産出したアサリの殻を対象に、2 試料の¹⁴C 年代分析を行った.分析は、(株)地球科学研究所(名 古屋市)に依頼し、測定された¹⁴C年代に基づき暦年 代値を得た.

結果

岩相, 含水率

三本のコア(09 コア, A コア, B コア)はいずれも泥 が主体で、ところどころにラミナや植物片、貝殻片が 濃集する層準がある.

09 コアの岩相は、深度 140.0-104.0 cm, 93.0-84.0 cm, 61.0-58.0 cm, 52.0-48.0 cm, 25.0-22.5 cm, 16.5-13.0 cm, 10.0-7.0 cm, 5.0-1.0 cm にラミナ状を呈する。そのうち 140.0-130.0 cm, 25.0-22.5 cm, 3.0-0.0 cm は比較的明瞭,それ以外は不明瞭であった。深度 52-48.0 cm, 35.0-34.0 cm, 21.0-18.0 cm ではとくに 貝殻片が濃集する。深度 84.0-82.0 cm, 70.0-61.0 cm, 58.0-52.0 cm, 21.0-18.0 cm は比較的生物擾乱が顕著 である (図 2). A コアは、深度 122.0-121.7 cm, 121.0-



46

from 17Nk-3CA(core A), 17Nk-3CB(core B), and 09Nk-3C(core 09).



図 3 17Nk-3CB コアにおける放射線量の鉛直変化. (A)²¹⁰Pb (ex) および (B)¹³⁷Cs. 深度 22.5–28.5 の三角形は検出限界以下の値 (n.d.: not detected) を示した層準.

Fig. 3 Vertical variation in the radioactivity of (A) 210 Pb (ex) in uppermost 50cm and (B) 137 Cs in uppermost 29cm of core 17Nk-3CB. The open triangles at 22.5–28.5cm indicate the horizons which values are below detection limits (n.d.: not detected).

120.4 cm, 92.1-92.0 cm, 39.5-39.0 cm にそれぞれ高 密度のラミナを挟む. 深度 185.0-171.0 cm, 162.0-158 .0cm, 126.0-108.0 cm, 99.0-97 .0 cm は不明瞭なラミ ナ状を呈する. 深度 158.0-157.0 cm. 139.0-136.0 cm. 84.0-82.0 cm, 78.0-70.0 cm, 46.0-44.0 cm, 37.0-34.0 cm, 12.0-9.0 cm ではとくに貝殻片が濃集する. 深度 82.0-78.0 cm, 70.0-52.0 cm は比較的生物擾乱が顕 著である. B コアは深度 117.3-117.0 cm, 115.1-115.0 cm, 83.5-82.7 cm, 34.3-33.8 cm にそれぞれ高密度の ラミナを挟む. 深度 157.0-154.0 cm, 122.0-108.0 cm, 85.0-82.0 cm, 43.0-39.0 cm は不明瞭なラミナ状を呈す る. 深度 148.0-147.0 cm, 135.0-133.0 cm, 100.0-97.5 cm, 73.0-68.0 cm, 39.0-36.0 cm, 32.0-28.0 cm, 7.0-4.0 cmではとくに貝殻片が濃集する. 深度 97.5-85 cm, 59.0-46.0 cm は比較的生物擾乱が顕著である. 深度 140.5 cm, 130.0-129.0 cm には長径 5 mm 程度の植物 片がいくつか含まれていた.

含水率はいずれのコアでも下部から 62-68% 程度

を推移し,09 コア, A コアでは深度 50 cm, B コアで は深度 40 cm 程度から増大傾向に転じた. それより 上位ではいずれのコアでも深度約 20 cm で 75% 前後 の最高値を示した後,それより上位から表層までは, 70-75% 程度で推移した.

²¹⁰Pb (ex) • ¹³⁷Cs 年代分析

B コアにおける¹³⁷Cs 濃度は, 深度 22.5 cm 以下で は検出限界以下であった (図 3). 21.5 cm より上位で はで急激に増加し, 深度 18.5 cm, 16.5 cm で 2.7×10⁻² Bq/g と最大値を示した後, それより上位では急激に 減衰した. 深度 14.5 cm で 1.3×10⁻² Bq/g を示した後緩 やかな減少傾向に転じ, 深度 0.5 cm で 8.1×10⁻³ Bq/g を示した.

²¹⁰Pb (ex) は, B コアにおける最表層 (深度 0.5 cm) の 6.7×10⁻¹ Bq/g から,下位に対して指数関数的に滑ら かに減衰し,深度 46.5–48.5 cm で 2.0×10⁻² Bq/g 程度 とほぼ一定の濃度を示した.

¹⁴C 年代分析

09 コアから採取した貝片(アサリ; Ruditapes philippinarum)を試料として測定した¹⁴C年代値を, Marine09 データセットを利用して暦年較正し,深度 102.5 cmにおいて中央値 1628 CE (10: 1620–1670; 20: 1528–1700), 153.5 cmにおいて中央値 1477 CE (10: 1450–1500; 20: 1415–1555)の年代値を得た(表 1).

CNS 元素分析

全有機炭素 (TOC; C), 全窒素 (TN; N), 全硫黄 (TS; S) 各濃度の鉛直変化は, いずれのコアでも深 度に対して概ね類似した傾向を示した (図 2). すなわ ち, C は基底部から深度約 160 cm では 2% 程度の値 を示し, 深度約 150 cm にかけて 1.5% 程度まで減少 する. それより上位ではわずかな増減を繰り返しなが ら, 09 コアでは約 55 cm, A コアでは約 45 cm, B コア では約 40 cm で 1.35–1.4% 程度まで徐々に減衰した後, 急激な増加に転じる. この増加傾向は表層部まで継 続するが, 09 コアでは約 40 cm と約 20 cm, A コア で は深度約 35 cm と約 20 cm, B コアでは深度約 30 cm と約 20 cm で一時的に減少に転じる.

Nの傾向は C と非常に類似している. いずれのコア でも下部から深度約 160 cm では 0.22-0.24% 程度の 値を示し, 160-150 cm で 0.2% 程度まで減少する. そ れより上位ではわずかな増減を繰り返しながら, 09 コ アで 55 cm, A コアの 45 cm, B コアの 40 cm で 1.35-1.4% 程度まで徐々に減衰した後,急激な増加に転じ る. この増加傾向は表層部まで継続するが, 09 コア では 40 cm と 20 cm, A コアでは深度 35 cm と 20 cm, B コアでは深度 30 cm と 20 cm で一時的に減少に転 じる.

S はいずれのコアでも基底部で最大 1.8-2% 程度の 値を示し, 深度約 140 cm にかけて 1.3-1.4% 程度ま で減少する. 100-110 cm あたりまでは, ふたたびやや 高い 1.5-1.6% 程度の値であるが, それより上位では 徐々に減少傾向を示し, 09 コアで 50 cm, A, B コアで はともに 40 cm 程度で 1.2-1.3% 程度と低い値を示す. それより上位では急激な増加傾向に転じ, 09 コアでは 約 25 cm で 2.7% 程度, A コアでは 19.5 cm で 2.4% 程 度, B コアでは 18.5 cm で 2.6% 程度の最大値を示す. それ以上では急激な減少傾向に転じ, 表層部ではい ずれのコアでも 1.3% 程度の値であった.

考察

コアの対比と年代モデル

3本のコアのうち、最もコア長の長いAコアを深 度の基準とし、09 コア、B コアでそれぞれタイポイン ト(Tie Point)を設定することで、層序対比を行った. タイポイントそれぞれの深度や対比の根拠を,表2に 記す. タイポイントは、岩相記載と soft X 線写真を基 準にしながら、CNS 分析結果に基づき、A コアから 09 コアと B コアに対してそれぞれ7 層準(TP1-7)を設定 した. このうち TP3, TP7 については, A コアから 09 コアとBコアに対比するのに適した単一の層準が見い だせなかったため、A コアの異なる層準に対して TP3-09とTP3_B, TP7-09とTP7_Bを個別に設定した.上 下に隣り合うタイポイントポイントの間では、対応す るAコアの深度距離を按分することで補正深度を算 出した.次に, B コアにおける²¹⁰Pb (ex)・¹³⁷Cs 分析結 果.09 コアにおける¹⁴C 分析結果を補正深度において 評価し、コアの年代軸を設定した.以降では、深度 は全て補正深度で表記する. なお、あるタイポイント に対するコアの記載深度と補正深度の相違は最大で も 10 cm であり, Nk-3C 地点の湖底定積物は極めて良 好な側方連続性を有することが分かる.

B コアの²¹⁰Pb (ex)の測定結果から指数近似によ り得られた記載深度と放射線量の関係 Activity (Bq/ g)=0.7771e^{-0.073x} (R²=0.9867; x は記載深度 (cm)) か ら求めた堆積速度は、0.43 cm/yr であった(図3). こ れに基づくと、測定したうち最下部の 53.2 cm は西暦 1903年と評価され、補正深度に基づく平均堆積速度は、 0.47 cm/yr となる. これに対し、コアにおける¹³⁷Csの ピーク下部である深度 20.3 cm を, 観測された GFO のピーク(気象庁, 2015) である 1963 年としたときの 表層からの堆積速度は, 0.37 cm/yr であった. また, コアの検出最下部の深度 23.7 cm を,世界的に大気 圏内核実験が実施され、大規模なフォールアウトが 始まった 1954 年 (UNSCEAR, 1982) としたとき, 深 度 20.3 cm から 23.7 cm における堆積速度は 0.38 cm/ yr であった. これらの値は, ²¹⁰Pb (ex) に基づく堆積速 度に比べて小さい. このような, ²¹⁰Pb (ex) と ¹³⁷Cs に基 づき中海の堆積速度をそれぞれ見積もった時の相違 は、金井ほか(2002)でも系統的な相違として報告さ れている. すなわち、中海の堆積速度は、沿岸域で は¹³⁷Cs に基づく方が高い値に、逆に沖合では²¹⁰Pb (ex)に基づく方が高い値に算出される傾向にある.本 研究の Nk-3C 地点と極めて近い金井ほか (2002) の 地点 16 では,²¹⁰Pb (ex) に基づき 0.46 cm/yr,¹³⁷Cs に



図4 Nk-3C 地点における湖底堆積物の年代モデル.4点のコントロールポイント間は堆 積速度が一定と仮定し,直線で結んだ.このうち上位の2点(菱形)は¹³⁷Csにより,下 位の2点(丸形)は¹⁴C年代測定に基づいた.破線を伴う濃い網掛けは¹⁴C年代におけ る1σの範囲を,薄い網掛けは2σの範囲を示す.¹³⁷Cs年代はBコアにおいて,¹⁴C年代 は09コアにおいて測定し,それぞれを補正深度に基づき統合した.

Fig. 4 Age models and chronology data in Nk-3C sediment core. The darker shaded area with dotted lines area indicates a 1σ range in ${}^{14}C$ dating; the lighter shaded area indicates a 2σ range. 4 control points are linked by straight lines. Upper 2 points (rhombuses) are dated using the global fall out (GFO) of ${}^{137}Cs$, and lower 2 points (rounds) are from ${}^{14}C$ dating. The age control points from ${}^{137}Cs$ data in B core and from ${}^{14}C$ data in 09 core are merged into corrected core (Nk-3C) based on the corrected depths.

基づき 0.33 cm/yr の値が算出されている. これらの 数値はそれぞれ本研究の結果とも近い値を示し,²¹⁰Pb (ex),¹³⁷Cs の相違の傾向も両者で整合的である.²¹⁰Pb (ex) と¹³⁷Cs に基づく堆積速度の相違に関しては,そ の要因を金井ほか (2002) では明確に言及されていな いものの,²¹⁰Pb (ex) のフラックスにおいて, CIA モデル で評価できない要素がインベントリーに寄与している 可能性がある. いずれにせよ,本研究において²¹⁰Pb (ex) を評価した表層から深度 53.2 cm までは,そのフ ラックスが極めて滑らかに指数関数的な減衰を示すこ とから,大きな堆積速度の変化はないと考えるのが妥 当である.以上のことから,本研究では,²¹⁰Pb (ex) は 堆積速度の安定を評価する値とし,¹³⁷Cs から導いた 前述の深度 20.3 cm を 1963 年,深度 23.7 cm を 1954 年の年代のコントロールポイント (Control point) に採 用した.さらに,¹⁴C 分析結果により,深度 102.5 cm 麦1 09Nk-3C コアの ¹⁴C 年代測定および暦年較正の結果 . **Table 1** Analytical results of ¹⁴C dates and calibrated age for 09Nk-3C sediment core.

Intercept of ¹⁴ C Age	(CE)	1628 (1σ: 1620-1670, 2σ: 1528-1700)	1477 (1ס: 1450-1500, 2ס: 1415-1555)
Calibrated ¹⁴ C Age	(Cal BP)	322	473
Referenced	Databese	marine09	marine09
Conventional ¹⁴ C Age	(yr BP)	670	840
¹³ C/ ¹² C Ratio	(%0)	-2	-0.5
Measured ¹⁴ C Age	(yr BP)	290	440
Core Depth	(cm)	107	159
	Sample No.	09Nk-3C-107	09Nk-3C-159
	Material	Ruditapes philippinarum	Ruditapes philippinarum
	Lab.No.	Beta-274011	Beta-274012



Vertical change in water content, TN (total nitrogen), TOC (total organic carbon), TS (total sulphur), C/ N ratio, and C/S ratio in bottom sediments from Nk-3C in Lake Nakaumi. Corrected depths are derived from the 中海 Nk-3C 地点における TN (全窒素), TOC (全有機炭素), TS (全硫黄) CN 比 , および C/S 比の鉛直 深度は3本のコアの対比により算出した補正深度である。年代軸は前述の年代モデルにもとづく. stratigraphy of the 3 cores. Ages of the cores are based on the age model shown in Figure 4. Fig. 5 変化. S X

表2 コア対比のコントロールポイント一覧.

	17Nk-3CA	09Nk-3CA	09Nk-3CB	
tie point	fixed depth	orig. depth	orig. depth	
	(cm)	(cm)	(cm)	key values
TP1	22.5	30.5	20.5	inflection points of N
TP2	34.5	39.5	30.5	peak values of N
TP3_B	44.5	_	38.5	minimum values of N
TP3_09	45.5	54.5	—	inflection points of N
TP4	77.5	85.5	76.5	peak values of C
TP5	97.5	101.5	95.5	minimum values of N
TP6	109.5	113.5	107.5	peak values of N
TP7_09	147.5	152.5	_	inflection points of N
TP7_B	170.5		164.5	peak values of N

 Table 2 Control points between cores.

を 1628 CE (1σ: 1620–1670;2σ: 1528–1700), 153.5 cm を 1477 CE (1σ: 1450–1500; 2σ: 1415–1555)の年代のコン トロールポイントとした. これに基づくと,上記 23.7 cm から 102.5 cm における堆積速度は 0.24 cm/yr とな る. 102.5 cm から 153.5 cm では 0.34 cm/yr となり,さ らにこれを下位に外挿すると,その年代はコアの基底 部 (182.5 cm)で西暦 1391 年となる.

中海おける完新統については、三瓶ほか(1996)の NU9007 コア(図1) について過去約8000年間の堆 積年代モデルが示されている. このモデルの算定に 使われている歴年代と深度プロットの近似曲線に基 づくと、NU9007コアにおける堆積速度は、紀元前約 6000年 - 紀元前約 5000年で 0.4 cm/yr と大きく、そ れ以降でなだらかに減衰して紀元前 1000 年で 0.1 cm/ yr 程度と小さい値を示す. それ以降では増加傾向に 転じ、西暦 1000 年では 0.16 cm/yr 程度、それ以降で さらに増加傾向を示す. Yamada et al. (2016) のXコ ア(図1)の過去約1700年間の堆積年代モデルも類 似の傾向を示す. すなわち, 堆積速度は西暦 300 年 における 0.12 cm/yr 程度からゆるやかに増加し,西暦 1000 年で 0.16 cm/yr 程度, 1500 年では 0.22 cm/yr 程 度である. また, 三瓶ほか (1996) は, C 濃度の深度 変化が宍道湖ー中海水系において広域的によく似てい ることから、このような堆積速度の変化が中海一宍 道湖全域についてほぼあてはまると述べている. 以 上のことから、本研究のコア掘削地点である Nk-3C も、過去数千年間の堆積速度が全体として増大傾向 にあった可能性が高い.ただし,¹⁴C年代が適用可能 な年代や時間解像度の制約を考えれば、この傾向に 基づいて過去数 100 年程の堆積速度を議論すること

は困難である.

なお、本研究のNk-3C 地点を含む中海の湖深部 の塩分は、底層で 20-30 psu 程度、湖底付近では 30 psu を超え、海水の塩分に近づくこともある。本 研究で¹⁴C年代を計測した貝類(アサリ:Ruditapes philippinarum) は底生生物であるため、その殻には、 海水由来の炭素が含まれると考えられる. しかしなが ら,中海周辺の海域における¹⁴C年代のローカルリザー バー効果については情報がなく、また本研究のコアか らは,¹⁴C年代を測定しうる量の陸上植物の化石を得 ることができなかったため、その補正値を十分に議 論することは難しいと考え,本研究では ¹⁴C 年代のロー カルリザーバー効果補正を行わなかった。より精確な 年代モデルについては、楠・坂田(2015)で議論され ている銅山の鉱業活動と堆積物中の Cu 濃度の関係 のように、明確な年代のコントロールポイントを追加 しながら、今後の報告において議論を行いたい.

CNS 分析から見た中海の環境変化

陸起源の有機物は、高等植物由来で、セルロースなど糖類の重合体を含むためC/N比が高く(15以上)、反対に海洋起源の有機物はプランクトン 遺骸のタンパク質の窒素に富むために低い(6-9)(Bordovskiy, 1965a, b).そのため、沿岸域における C/N比は、有機物の起源の指標となる。一方で、有 機物分解は酸化的な環境においては好気性細菌に よって分子状酸素を用いて行われる。しかし酸素の 少ない還元的環境では、硫酸還元や硝酸還元が行われる。硫酸還元では、有機物を分解する過程におい て間隙水中の硫酸イオンが還元され硫化水素となり、 最終的には鉄イオンと結びついて硫化鉄(パイライト) が生成する.すなわち C/S 比が低いほど還元的環境 が強く,反対に高いほど酸化的環境が強い.C 濃度 1%以上の海成堆積物における C/S 比は,酸化的な環 境では 2.8±0.8 で,還元的な環境では 1.1±0.4 となる (Berner and Raiswell, 1984).以下では,前述の層序 対比と年代モデルに基づき,湖内の基礎生産性,河 川の影響および酸化還元環境に着目して C, N, S, C/ N 比, C/S 比の時系列変化を議論する(図 5).なお, 変化の特徴に基づき, phase 1(西暦 1390 年 –1500 年頃), phase 2(西暦 1500 年 –1870 年頃),および phase 3(西暦 1870 年頃以降)に区分して論じる.

< phase 1: 西暦 1390 年 -1500 年頃>

「中海の環境変遷の概要」で述べたように、中海 は遅くとも西暦 1400 年頃には現在に近い閉塞性をも つ汽水域になったと考えられている. コアの基底部で ある西暦 1390 年頃から西暦 1500 年頃にかけて、C は 1.4-2.0%, Nは 0.18-0.24% 程度の間で推移した.西 暦 1390 年頃以降, C, N は共にわずかな増加傾向を継 続した後,西暦 1440 年頃に減少に転じ,西暦 1500 年頃まで減少傾向を継続した. C/N 比もこれら類似し た傾向で 8.5 程度から8 程度まで減少した. この変 化は,陸源起源の有機物負荷量の減少を示す.Sは この時期に同じく1.7% 程度から1.5% 程度まで減少 傾向を示すが、C,Nが一定の値で推移した後も西暦 1550 年頃まで減少傾向を維持し, 1.4% 程度に達した. この期間を含む環境変動に目を向けると、西暦 1420 年 –1570 年頃は、太陽活動の指標である δ¹⁴C が極 小となる Spörer Minimum (Kocharov, 1995) に相当す る. しかし、少なくとも中海西部のX地点から産出し た貝形虫に基づく環境評価(Yamada et al., 2016) では、 中海においてこのイベントに対応した変動の記録は認 められていない. 一方で、X コアからさらに北西側の Nu86-81 (高安ほか, 1989) における貝類を用いた評価 環境では、西暦 1400 年頃に塩分の低下が認められて いる. Nk-3C 地点における陸域からの有機物負荷の 低下は、時期としてはこのイベントと同時間的である. しかしながら、本研究の結果のみからは、Nk-3C地点 の陸源有機物負荷の減少と X 地点の塩分の低下を駆 動する共通のメカニズムを見出することは難しい.

< phase 2: 西暦 1500 年頃 -1870 年頃>

C,Nは,西暦 1860 年頃に増加に転じるまで,西暦 1500 年頃以降,Cが 1.6% 程度から 1.3% 程度に,Nが 0.21% 程度から 0.16% 程度に,全体としては緩

やかに減少する.しかしながら,その減少率は一定 ではない.すなわち不明瞭ながらも,「定常的には顕 著な変化はない(あるいはわずかに増加する)もの の,西暦 1610 年頃からと西暦 1740 年頃からそれぞれ 約 40 年間で急激に減少する」という階段状の変化と して認められる.なお,Sは,西暦 1550 年以降,や や増加傾向にあり,西暦 1610 年前後に 1.6% 程度を 示した後に緩やかな減少を維持し,西暦 1870 年頃に 1.3% 程度となった.2 度の C, N の低下は,不明瞭な がら C/N 比と C/S 比の低下を伴う.

Ota et al. (2017) では、中海の旧飯梨川河口付近の13Nk-8c (図1) で掘削されたコアに関して、過去約700年間の洪水の記録が検討されている. ここでは、粒度の増大、C、C/N比の増加に特徴づけられるイベント性の層準が見いだされ、これらは西暦1596年、西暦1666年、および西暦1826年の飯梨川の洪水堆積物とされている.本研究のNk-3C地点では、このような特徴を持つ層準は認められなかった. これは、本研究のNk-3C地点が、13Nk-8cに比べて飯梨川河口から沖合側に離れた位置にあり、洪水の影響を直接受けにくかったためであると考えられる.

元々は日本海に注いでいた斐伊川が東流し、中 海上流の宍道湖に流入するようになったのは、西暦 1635 年または西暦 1639 年と言われている(高安・徳岡, 1993). このイベントは、宍道湖のコアで顕著な環境 変化として認められており (三瓶ほか, 1994; 瀬戸ほか 2006; 田村ほか, 1996; 高安・出雲古代景観復元チー ム, 1998), 斐伊川からの砕屑物供給の増加が, 宍道 湖の堆積速度を4-6倍に増大させたと見積もられてい る (瀬戸ほか, 2006). 宍道湖において, この変化を もっとも明確に示すことができるプロキシーは、淡水 環境への以降を反映した S の減少であるとされる (瀬 戸ほか,2006). このうち瀬戸ほか(2006)の2002-S12 コアと 003-S2 コアでは、C、N および C/N 比の低 下,および C/S 比の増加も顕著に認められている.ま た、このイベント以降に相当する層準において、2002-S12 コアと003-S2 コアの粒度は、細かいモード系が 卓越する. これは宍道湖西側の斐伊川からの流量が. 東の中海側からの流量に対して、相対的に増大して いったことを示す. これに伴い、斐伊川からの C の濃 度はわずかながら減少傾向にあり、C/N比が徐々に増 加傾向が認められる. このことは、東流イベント以降 の斐伊川からの流量増大に伴い、栄養塩供給量が増 加したことにより、生物生産性が増大したことを反映 しているとされる. さらに西暦 1666 年には, 飯梨川 の河口が付け替わり、それまでは現在より西側にあっ

たものが、現在よりやや東側に移動した.以上の斐伊 川の東流と飯梨川の河口の移動は、Nk-3C地点に対 しては、淡水の影響の増大として記録されたと想定さ れる.しかしながら、コアの年代軸に基づけば、西暦 1600-1700年頃のC、Nには多少の減少傾向が認めら れるものの、C/N比やSには顕著な変化が認められな い、以上のことから、斐伊川の東流や飯梨川の河口 の移動は、少なくとも中海のNk-3C地点においてはイ ベント性の急激な環境変化を引き起こすことはなかっ たと考えられる.

以上のように、Nk-3C 地点おいて、コアを構成する 堆積物は比較的静穏な環境で定常的に堆積してきた と考えられる. ここで, 三瓶ほか (1996) の NU9007 を見ると、紀元前6000年以降増加していたCが紀 元前 2000 年以降に減少する傾向が, 宍道湖一中海 水系に広域的に見られることが示されている.本研究 の09コア, Aコア, Bコアでも, 全体としてみた場合, 基底部の西暦 1400 年 - 1870 年の C は減少傾向にあ り, 上記の傾向と整合的である. Einselc (1992) は無 機砕屑物による有機炭素希釈について、「堆積速度が 約 0.1mm/yr を超えると酸化的および還元的堆積環 境のいずれにおいても希釈が生じる」と述べている. Nk-3C 地点の西暦 1400 年 - 1860 年における全体と しての C の緩やかな減少傾向は、負荷量の減少より は、三瓶ほか(1996)と同様、上記の希釈効果に原 因を求めるほうが妥当である. 堆積速度変化が約紀 元前 6000 年 - 紀元前 5000 年で大きく, 紀元前 1000 年で小さい理由として三瓶ほか(1996)は、夏季モン スーンの影響により気温が上昇し、降水量が増加して 陸源砕屑物が河川によって多くもたらされたこと、海 面変化に伴う河口域と試料採取地点との距離の変化, 海岸線の浸食と潮流等による堆積粒子の運搬量の変 化、主要河川デルタ域の広さおよび植生の変化等を 挙げつつも、これらの地域的要因では中海-宍道湖 において広域的に現われる C 濃度の変化を説明する のは困難であるとしている. 西暦 1400 年 - 1870 年に 堆積速度が増大したとするならば、変化の時期や周 期から、小氷期など短周期の気候変動とも直接的に 結びつけ難い. Nk-3C 地点における C, N の 1 度目の 減少(西暦 1610 年から約 40 年間)以降,西暦 1700 年頃には、西暦 1390 年以降それまで、全体としては 緩やかな減少傾向にあった C/N 比が明瞭な増加に転 じる. このことは. 陸源有機物の相対的な増加を示 すことから, 前述の斐伊川の東流, もしくは飯梨川の 河口の変化,あるいはその両方が寄与し,Nk-3C地点 における淡水の影響が徐々に強まったと考えると、こ

の変化に合理的な説明を与えることができる. さらに, C/N 比の増加傾向はその後も 200 年以上継続するこ とから,これらの河川の土砂運搬によるデルタの前進 により,淡水の影響がさらに強まっていった可能性が ある.

< phase 3: 西暦 1870 年頃以降>

C. N. S はいずれも、西暦 1870 年頃に急激な増加 に転じ、Cは1.3%程度から表層付近では3.6%程度に、 Nは0.16%程度から表層付近では0.41%程度にまで 達する. ただし、その過程で、 西暦 1910 年頃と西暦 1965 年頃からそれぞれ 15-20 年程度の期間,一時的 に減少し、その後にふたたび増加に転じる、という鋸 状の変化を示した.一方でSは,西暦1870年頃に1.3% 程度から急激な増加を示し、西暦 1910 年頃以降 1.8% 程度から1.6% 程度に一時的に減少し, 西暦 1930 年 頃からふたたび増加した. この時期はC,Nが一時的 に減少した時期と同時的である.C.Nがふたたび一 時的に減少する西暦 1965 年頃には、S の減少も伴う が、それ以降のSの変化傾向はC,Nとは異なる.す なわち、Sは増加に転じることなく減少し続け、表層で 1.3% 程度を示した.西暦 1870 年以降の C, N, S の急 激な増加は C/N 比と C/S 比の増加を伴い、陸源有機 物負荷の増加、それに伴う富栄養化、および貧酸素 化を示す. このような急激な変化は、少なくとも本研 究のコアが記録している過去 600 年以内で最も顕著 な陸源有機物の負荷量増加であるため、その要因を 中海およびその周辺域の人為的環境改変に求めるの が妥当であろう、中海の集水域の大部分が含まれる 島根県では、その人口が、西暦 1870 年代前半には 60 万人程度であったのが、西暦 1870 年代後半から急激 に増加し、西暦 1900 年頃には約 70 万人、西暦 1935 年には約75万人に達した(総務省統計局,1996).また, 中海と美保湾を結ぶ境港では、西暦 1922 年に着工し 西暦 1930 年に竣工した湾港の修築工事が、中海の海 況と水質を著しく変化させた(佐野, 1992)と報告さ れている. 西暦 1870 年代から西暦 1930 年代は、江 戸時代(西暦 1868 年まで)から明治時代(西暦 1868 年 – 1912年), 大正時代(西暦 1912年 – 1926年)を 経る過程で、日本における産業化や生活様式の変化 が急激に進行した時代である.人口と環境負荷の量 的関係を直線的な関係で結びつけることはできない ものの、上下水道のないこの時代において、人口増加 や生活の近代化は、中海への栄養塩負荷の増大に大 きくに影響したと考えられる. また湾口の修築工事は 弓ヶ浜半島の先端部を東側に伸長するものであったた

め、工事により中海の閉塞性がさらに増大したと考えられる. このような歴史的背景が、上記の西暦 1870年以降の C, N, S の急激な増加に寄与したのであろう.

西暦 1910 年頃に起こった C, N の減少と S の増加 停滞は, C/N 比, C/S 比の変化を伴わない. 西暦 1910 年代は、幸町(1911)、白潟(1913)、末次(1915)の 3ヶ所の宍道湖岸の埋立地が造成されたことで, 宍道 湖と中海を繋ぐ大橋川の上流域が狭窄した時期に相 当する(脇田・田中, 1999).本項冒頭で述べた C, N の一時的な減少のうち,西暦 1910 年頃の変化は、上 流域の地形改変が引き起こした負荷量の低下を反映 している可能性がある.西暦 1945 年以降急激に増加 して90万人以上となった島根県の人口は、西暦1955 年を境に減少し、西暦 1970 年頃には 77 万人程度と なった(総務省統計局,1996). このような中海の人口 推移は、高度経済成長期(西暦 1950 年代半ば -1970 年頃)における日本の全体的な増加傾向とは異なる. そのため、中海の堆積物に保存されているこの時期 の人為負荷も、堆積物にも松本(1983)の東京湾や Yasuhara et. al. (2007)の大阪湾, Irizuki et al. (2018) の瀬戸内海中 - 西部など、日本の都市沿岸域の多く で報告されている, 西暦 1960 年 -70 年頃にピークを 有するそれとは異なるのかもしれない. すなわち, こ の時期の中海に、人為起源の栄養塩負荷の減少が生 じていた可能性が示唆される.西暦 1970 年以降島根 の人口は緩やかに増加し西暦 1985 年には 80万人近く まで増加するが、その後は減少し、西暦 2015 年時点 では 70万人を下回った. また, 西暦 2008 年に 20.9% であった下水道の人口普及率は、西暦 2018 年で 49.1% (松江市では 83.9%) となっている (島根県, 2013) こ とからも分かるように、高度経済成長以降の環境問 題顕在化以降、栄養塩の負荷量を減少させる取り組 みが継続されている. 堆積物中のパイライト形成は表 層 10cm 程度においては進行中であるため、表層付 近における C/S 比による酸化還元状態の議論は難しい (Berner, 1989) とされている. そのため, 西暦 1965 年頃以降の中海の環境変化、すなわち浚渫や埋め立 て、堤防の造成による人為的改変がもたらした環境変 化を、本研究のデータのみから議論することはできな い. しかしながら、吉原ほか(2019)に報告されてい る西暦 1984 年以降の中海の水質モニタリングデータ からは、中海の COD や Chl-a、全窒素 (TN)、全リン (TP) は、西暦 2000 年頃を境に、わずかに減少傾向 にあるように見え、中海の富栄養化は軽減の過程に あると考えられる. この層準の C や N は、今後の有 機物の分解により流出して堆積物中の濃度は低下し,

逆にSはパイライトの形成により定着してより濃度が 高くなると考えられ、これらを総合的にみて中海の富 栄養化軽減が, C, N, Sの減少傾向として今後の堆積 物に記録されると推察される.

なお、本研究を含むプロジェクトにおいて、17Nk-3AC, BC コアの粒度分析、貝形分析、無機元素分析 等が進行中であり、これらの情報が今後追加されるこ とにより、より詳細なコアの堆積年代や古環境変化が 明らかになるであろう.

まとめ

柱状コア試料は,中海南部に流入する飯梨川の河 口から北に約2kmの地点Nk-3C(水深約7.2m)に おいて,09Nk-3Cコア(09コア;167cm),17Nk-3CA(A コア;コア長183cm)および17Nk-3CB(Bコア;コ ア長168cm)を得た.softX線画像解析,含水率測 定,CNS分析結果を元に,Aコアの深度を基準とし, 09コア,Bコアでそれぞれタイポイント(Tie point)を 設定することで,層序対比を行った.また,²¹⁰Pb(ex)・ ¹³⁷Cs年代分析,¹⁴C年代分析を行い,コアの年代モデ ルを構築すると共に,CNS濃度変化からみた過去約 600年間の地球化学的環境変化とその要因について 検討した.

- ・A コアから 09 コアと B コアに対してそれぞれ 7 層準 (TP1-7)を設定し、上下に隣り合うタイポイントポ イントの間で、対応する A コアの深度距離を按分す ることで補正深度を算出した。タイポイントに対す るコアの記載深度と補正深度の相違は最大でも 10 cm であり、Nk-3C 地点の湖底定積物は極めて良好な 側方連続性を有することが分かった。
- ・²¹⁰Pb (ex) 測定結果から,表層から深度 53.2 cm までは、大きな堆積速度の変化はないと考えるのが妥当である。¹³⁷Cs をもとに年代を評価した結果、ピーク下部である深度 20.3cm を観測結果による GFOのピークである西暦 1963 年、世界的に大気圏内核実験が実施され、大規模なフォールアウトが始まった西暦 1954 年 (UNSCEAR, 1982) を深度 23.7 cmとした.¹⁴C 年代測定から、深度 102.5 cm において中央値 1628 CE, 153.5 cm において中央値 1477 CEの年代値を得た。これら年代のコントロールポイントを直線的に連結して年代モデルを構築した結果、堆積速度は深度 0-20.3 cmで 0.37 cm/yr、深度 20.3から 23.7 cm で 0.38 cm/yr、深度 23.7 cm から 102.5 cm で 0.24 cm/yr, 102.5 cm-153.5 cm で 0.34 cm/yr となり、さらにこれを下位に外挿すると、コアの基底

部 (182.5 cm) の年代は西暦 1391 年となる.

- ・Nk-3C 地点おいて、イベント性の堆積物は認められず、コアは比較的静穏な環境で定常的に堆積してきたと考えられる. TOC, TN は西暦 1500 年頃 -1860 年頃まで全体としては緩やかに減少する. 宍 道湖において堆積速度を 4-6 倍に増加させたと見積 もられる斐伊川の東流 (西暦 1635 年または 1639 年) や、飯梨川河口の移動 (西暦 1666 年) に伴う砕屑 物供給の増加は、中海では急激な環境変化を引き 起こすことはなかったと考えられる. C, N の減少は、 流路変更以降の斐伊川・飯梨川の土砂運搬による デルタの前進により、徐々に堆積速度が増加するこ とで, TOC, TN の濃度に希釈効果が働いたことに起 因する可能性が高い.
- ・西暦 1870 年頃以降, TOC, TN, TS はいずれも,西 暦 1870 年頃に急激な増加に転じる.以降 TOC, TN は西暦 1910 年頃と西暦 1965 年頃からそれぞれ 15-20 年程度の期間,一時的に減少しながら,現在 まで階段状に増加した.S は西暦 1965 年以降は増 加に転じることなく減少し続けた.この変化は,全 体としては C/N 比と C/S 比の上昇伴い,陸源有機物 負荷の増加に起因する富栄養化および貧酸素化を 示す.この変化は,江戸末期以降の日本における産 業化や生活様式の変化,地形改変による中海の閉 塞性の増大などにより,栄養塩負荷が増加したため であると考えられる.

本研究での年代モデルは、年代のコントロールポイ ント間を直線的に評価したこと、海洋リザーバー効果 について議論していないことなどに起因する不確かさ を含む. 今後,同一のコアを用いた粒度分析,貝形 分析,無機元素分析等など他のパレオプロキシーに 関する情報が追加されることにより、より精確な年代 モデルが得られる予定である. その上で、複数のパレ オプロキシー基づき古環境変化のプロセスとシステム を明らかにしたい.

謝辞

本研究を進めるににあたり,島根大学の三瓶良和 氏と信州大学の山田桂氏に有益な助言をいただい た.試料採取には,島根大学の赤對紘彰氏,早稲田 大学の青木南氏にご助力いただいた.2名の匿名の査 読者と英文を校閲いただいた University of Arizona の David L. Dettman 氏のおかげで,原稿を大幅に改善す ることができた.以上の方々,および本特集号の齋藤 文紀編集委員長,編集委員の方々に御礼申し上げます. なお、本研究には平成28年度文部科学省科学研 究費補助金基盤研究(B)(課題番号16H04832,代表 者:川井浩史),平成24年度科学研究費補助金基盤 研究(B)(課題番号24310014,代表者:山崎秀夫), 令和2年度文部科学省科学研究費補助金基盤研究(C) (課題番号20K04089,代表者:廣瀬孝太郎)の一部 を使用した.

引用文献

- Appleby, P.G. and Oldfield, F. (1978) The calculation of Lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. Catena, 5: 1–8.
- Berner, R.A. (1989) Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atomospheric oxygen over Phanerozoic time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 75: 97–122.
- Berner, R.A. and Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing fresh-water from marine sedimentary rocks. Geology, 12: 365–368.
- Bordovskiy, O.K. (1965a) Source of organic matter in marine basins. Marine Geology, 3: 5–31.
- Bordovskiy, O.K. (1965b) Accumulation of organic matter in bottom sediments. Marine Geology, 3: 33– 82.
- Carroll, J. and Lerche. I. (2003) Sedimentation Processes: Quantification Using Radionuclides. Elsevier, Amsterdam, 282p.
- 中国四国農政局(2020)国営土地改良事業等事後評価国営干拓事業「中海地区」事後評価基礎資料. 中国四国農政局,85p.
- Einsele, G. (1992) Sedimentary basin (evolution, facies, and sediment budget). Springer-Verlag, 628p.
- 入月俊明・中村雄三・高安克己・坂井三郎 (2003) 中 海における過去約 40 年間の貝形虫 (甲殻類)の群 集変化. 島根大学地球資源環境学研究報告, 22: 149–160.
- Irizuki, T., Hirose, K., Ueda, Y., Fujihara, Y., Ishiga, H., and Seto, K. (2018). Ecological shifts due to anthropogenic activities in the coastal seas of the Seto Inland Sea, Japan, since the 20th century. Marine pollution bulletin, 127: 637–653.
- 伊藤静イザベル・道前香緒里・石賀裕明(2000) 鳥 取県西部,弓ヶ浜の地下水の水質分析.地球科学, 54:159-166.
- 金井 豊・山室真澄・井内 美郎・徳岡 隆夫(2002) 島根・

鳥取県中海における堆積速度と堆積環境.地球化 学, 36: 161–178

- 香月興太・瀬戸浩二・菅沼悠介・Dong Yoon YANG (2019) 湖底堆積物調査における携帯型採泥器具の種類と 特徴について. 地学雑誌, 128: 359–376.
- Katsuki, K., Miyamoto, Y., Yamada, K., Tanaka, H., Yamaguchi, K., Nakayama, D., Coops, H., Kunii, H., Nomura, R. and Khim, B-K. (2008) Eutrophicationinduced changes in Lake Nakaumi, southwest Japan. Journal of Paleolimnology, 40: 1115–1125.
- 気象庁気象研究所 (2016) 環境における人工放射能 の研究 2015. 気象庁, 47P.
- Kocharov, G. IL (1995) Radiocarbon content variation and Maunder minimum of solar activity. Solar Physics, 159: 381–391.
- 小島夏彦・芳山 聡・高安克己 (1996) 渦鞭毛藻シス ト群集による中海上部完新統の古環境分析. Laguna (汽水域研究), 3: 41–48.
- 谷田部好徳 (2001) 2000 年鳥取県西部地震における 液状化被害の状況,国土地理院時報,95:129-137.
- 倉門由紀子・三瓶良和・高安克己・徳岡隆夫・井内 美郎 (1998) 中海および浜名湖表層堆積物の有機 炭素・窒素・イオウ濃度分布. Laguna (汽水域研究), 5: 123–135.
- 楠 賢司・坂田昌弘 (2015) 中海柱状堆積物に記録された重金属汚染の歴史トレンド解析.環境科学会誌,
 28: 162–175
- 松本英二(1983)東京湾の底質環境,地球科学,17: 27-32
- 中海自然再生協議会(2010)中海自然再生マップ解説 書. NPO 法人自然再生センター, 22p.
- 野村律夫(1999) 環境の変遷と有孔虫:有孔虫による 人間活動が及ぼした汽水湖の環境評価. 南太平洋 海域調査研究報告, 32: 63–79.
- Nomura, R. (2003) Assessing the roles of artificial vs. natural impacts on brackish lake environments; foraminiferal evidence from Lake Nakaumi, southwest Japan. Journal of the Geological Society of Japan, 109: 197–214.
- Ohtake, H., Seike, Y., Takeda, A., KOndo, K., and Date, Y. (1982) A quantitative analysis of phosphorus cycle in the shallow brackish lake Nakanoumi, Japan, Aarch. hydrobial., 94: 286–301.
- Ota, Y., Kawabata, H., Sato, T., and Seto, K (2017) Flooding history of Lake Nakaumi, western Japan, inferred from sediment records spanning the past 700

years. Journal of Quaternary Science, 8: 1063–1074.

- 貞方 昇(1985)山陰地方における鉄穴流しによる地 形改変と平野形成.第四紀研究,24:167–176.
- 貞方 昇(2007)鉄穴流しに由来する中国山地・臨 海平野の景観変容とその今日的意義. 歴史地理学, 49:44-51.
- Sampei, Y. and Matsumoto, E. (2001) C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan-usefulness as an organic source indicator. Geochemical Journal, 35: 189–205.
- 三瓶良和・山下 潤・大塚三春・鈴木徳行 (1994) 宍
 道湖堆積物の有機イオウ濃度と無機イオウ濃度.
 Researches in Organic Geochemistry, 9: 37–41.
- 三瓶良和・松本英二・徳岡隆夫・井上大栄 (1996) 中 海における過去 8000 年間の有機炭素埋積速度— Carbon Sink としての汽水域—. 第四紀研究, 35: 113–124.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T. and Tokuoka, T. (1997) Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. Geochemical Journal, 31: 245–262.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Dettman, D., Tokuoka, T. and Abe, O. (2005) Paleosalinity in a brackish lake during the Holocene based on stable oxygen and carbon isotopes of shell carbonate in Nakaumi Lagoon, southwest Japan. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 224: 352–366.
- 佐野茂 (1992) 学術論文にみる中海水質の変遷.山 陰地域研究, 8: 95–106.
- 清家 泰・奥村 稔・藤永 薫・黒住誠司 (1997) 汽 水湖中海における貧酸素水塊形成時の硝化・脱窒. 沿岸海洋研究, 35: 27–33.
- 瀬戸浩二・松井宏樹・高安克己 (1990) 中海・宍道湖 の自然史研究―その 13 中海南東部の柱状試料中 の有孔虫群集とその変遷―. 島根大学地質学研究 報告, 9: 145–158.
- Seto, K., Yoshiba, S., Sato, T. and Tanaka, H. (2004) Paleoenvironmental change in Lake Nakaumi during the past 3000 years as recorded in sediment cores. Abstract of International Seminar on Restoration of Damaged Lagoon Environments, January 10–11, 2004, Matsue, Japan, pp. 117–118, Organizing Committee of International Seminar on Restoration of Damaged Lagoon Environments.

瀬戸浩二・中武 誠・佐藤高晴・香月興太 (2006) 斐

中海 Nk-3C 地点における湖底表層堆積物層序および過去約 600 年間の地球化学的環境の変化

伊川の東流イベントとそれが及ぼす堆積環境への影響. 第四紀研究, 45: 375–390.

- 島根県 (2013) 平成 30 年度末における下水道事業の 整備状況. https://www.pref.shimane.lg.jp/infra/jyoge/ gesui/yakuwari/ouyouhen/gesuiseibi.html (2020 年 5 月時点)
- 総務省統計局(1996)統計データ人口推計 https:// www.stat.go.jp/data/jinsui/index.html (2020 年 5 月時 点)
- 高安克己(2001) 汽水域をつくる地形とその生い立ち. 高安克己編「汽水域の科学」, pp. 1–9, たたら書房.
- 高安克己・出雲古代景観復元チーム (1998) コア SJ96 の概要と宍道湖の古環境変遷. LAGUNA (汽水域 研究), 5: 1–13.
- 高安克巳・徳岡隆夫 (1993) 海跡湖の地史-1 中海・ 宍道湖. アーバンクボタ, 32: 38-47.
- 高安克己・小野俊彦・住田耕一(1989) 中海・宍道 湖の自然史研究一その10中海底質中の貝類遺骸 群集とその変遷一. 島根大学地質学研究報告,8: 33-50.
- 高安克己・上田和昭・太田久子 (1990) 中海・宍道湖 の自然史研究―その 12 中海底質中の介形虫遺骸 群 集とその変遷―. 島根大学地質学研究報告, 9: 129–144.
- 田村嘉之・丹後雅憲・井内美郎・徳岡隆夫(1996) 宍 道湖における 17 世紀初頭の汽水から淡水への環境 変化―コアの CT 画像解析と堆積, C・N・S 元素分 析による検討―. Laguna (汽水域研究), 3: 49–56.
- 徳岡隆夫(2010) 浚渫窪地埋め戻し資材としての産 業副産物の活用一住民合意を目指した安全性評 価に関する研究一.環境省環境研究総合推進費 (2008–2010)報告書.112p.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昻 (1990) 中海・ 宍道湖の地史と環境変化. 地質学論集, 36: 15–34.
- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR) (1982) Ionizing radiation: sources and biological effects. United Nations Publications, New York, 773p.
- 脇田祥尚・田中隆一(1999)城下町を基盤とした近代 都市計画の展開一松江市における都市施設の分布 と街路計画に着目して一. 1999年度第34回日本都 市計画学会学術研究論文集, 34: 577–582.
- 渡辺正巳・中海・宍道湖自然史研究会(1988)中海・ 宍道湖の自然史研究―その8中海・宍道湖より得 られた柱状試料の花粉分析―. 島根大学地質学研 究報告, 7: 25–32.

- 山田 桂・増馬鉄朗・瀬戸浩二 (2015) 貝形虫群集 をいた中海における過去 1,700 年間の古環境変遷. 第四紀研究, 54: 53-68.
- Yamada, K., Masuma, T., Sakai, S., Seto, K., Ogusa, H., and Irizuki, T. (2016). Centennial-scale East Asian summer monsoon intensity based on δ18O values in ostracode shells and its relationship to land-ocean air temperature gradients over the past 1700 years. Geology, 44: 255–258.
- 山田和芳・高安克己 (2006) 出雲平野 宍道湖地域に おける完新世の古環境変動―ボーリングコア解析に よる検討―. 第四紀研究, 45: 391–405.
- Yasuhara, M., Yamazaki, H., Tsujimoto, A. and Hirose, K. (2007) The effect of long-term spatiotemporal variations in urbanization-induced eutrophication on a benthic ecosystem, Osaka Bay, Japan. Limnology and Oceanography, 52: 1633–1644.
- 吉原 司・加藤季晋・嵯峨友樹・江角敏明・長岡克 朗・松尾 豊・神谷 宏 (2019) 宍道湖・中海水質 調査結果(2017年度). 島根県保健環境研究所所報, 59: 60-66.