

論文

弓ヶ浜砂州の地下地質

中村 唯史*・重松 信治**・徳岡 隆夫***

Late Quaternary sediments of the Yumigahama sandbar, Tottori Prefecture, Southwest Japan

Tadashi Nakamura*, Shinji Shigematsu** and Takao Tokuoka***

Abstract

The subsurface geology of the Yumigahama sandbar has been reconstructed mainly on the basis of drilling data from 15 drillcores put down by the Ministry of Construction in 1995~1996. The sandbar is underlain by layers of Holocene sand, Holocene mud and Pleistocene sand, in descending order. Two volcanic ash layers, the SKP (Sanbe-Kisuki Pumice) and the DMP (Daisen-Matsue Pumice) are intercalated in upper part of the Pleistocene deposits, and the K-Ah volcanic ash layer (6,300 yr B.P.) is intercalated in the muddy Holocene deposits.

Key words : Yumigahama Sandbar, Quaternary stratigraphy, SKP, DMP, K-Ah

はじめに

鳥取県西部に位置する弓ヶ浜砂州は、日本海沿岸地域で有数の規模を誇る砂州(砂嘴)である。この砂州は日本で初めて海岸地下水(淡水レンズ)の観測が行われた場所であり、豊原(1936)、山本(1959)は弓ヶ浜砂州をフィールドにして、海岸部の地下水構造についての日本における先駆的な研究を行っている。建設省計画局ほか(1967編)は、弓ヶ浜砂州を3条の砂州列(内浜、中浜、外浜)区分し、貞方(1991)は外浜の発達について、近世に日野川流域で行われた砂鉄採取の影響が大きいことを明らかにした。また、水野ほか(1972)は、中海の柱状コアの貝化石群集から、風土記の記載にあるように奈良時代の弓ヶ浜砂州は基部付近に水道が存在し、中海への海水流入があった可能性を指摘している。このように弓ヶ浜砂州についてはいくつかの研究がなされてきているが、地下地質に関するデータは多くなく、層序についてあいまいな点が多い。本報告では、1995~1996年に建設省(当時)によって弓ヶ浜砂州の中海岸で行われた15本のボーリングコアについて記載し、層序について若干の考察を行う。

地形および地質概要

弓ヶ浜砂州は鳥取県西部に位置する、長さ約17km、幅約

4kmの海岸砂州である(第1図)。弓ヶ浜砂州の西には、この砂州によって外海と隔てられた潟湖の中海がある。弓ヶ浜砂州の基部には、中国山地と大山火山を集水域に持つ日野川があり、この砂州を構成する堆積物の大部分は日野川から供給されている。

弓ヶ浜砂州は全体として中海側で起伏が大きく、美保湾側では比較的なだらかである。数条の浜堤列が発達し、三位(1958)は中海側から内浜砂州、中浜砂州、外浜砂州の3グループに地形区分した。内浜砂州には標高10m前後の砂丘が発達するが、現在は採砂と、宅地等の造成によってその多くは消滅している。外浜砂州は日野川の流域で行われた砂鉄採取の影響を受けて、近世以降に急速に形成された地形である。中海の湖岸部と砂州の先端付近には江戸時代の新田開発に伴う埋立地と近現代の干拓地がある。

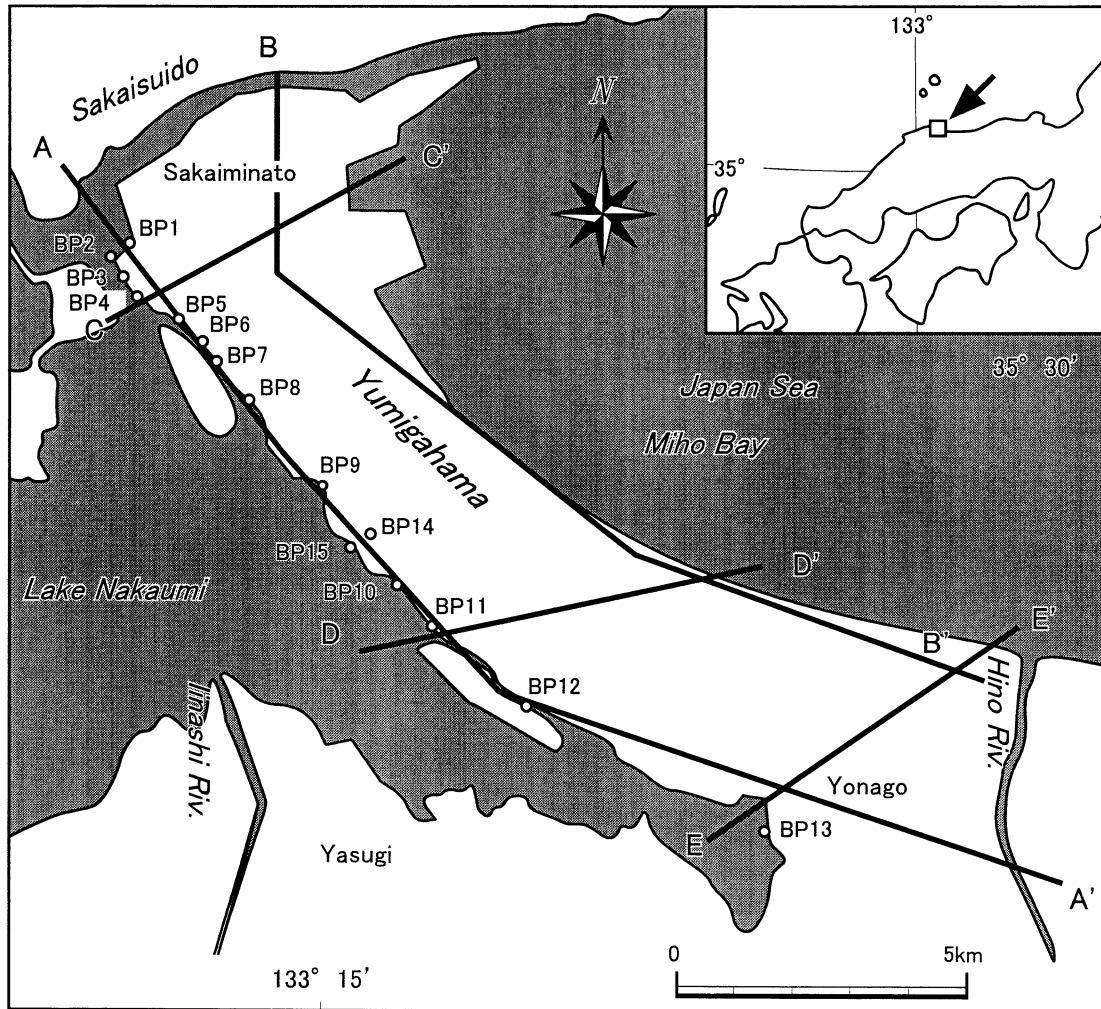
試料について

観察したコア試料は、建設省中国地方建設局(当時)によって弓ヶ浜砂州の中海岸で掘削された。この掘削コアは、標準貫入試験併用のオールコアボーリングで行われたものである。掘削深度(以下、深度)は最大30mで、1mにつき50cmがオールコア、残りの50cmは標準貫入試験に伴う試料である。

ボーリングコアの基本層序と特徴

今回検討したボーリングは、中海岸の埋立地で行われたものが多く、表層部には厚く埋土・盛土が分布している。埋土の下位には、完新統砂層が分布する。その下位には、完新統泥層が分布する地点と、完新統砂層が直接、更新統に重なる

* 鳥根県立三瓶自然館
Sanbe Shizenkan Nature Museum, Ohda 694-0021, Japan
** 島根大学理学部地質学科, 1997年3月卒業
Graduated from Department of Geology, Shimane Univ. in 1997
*** 島根大学名誉教授, 徳岡汽水環境研究所
Professor Emeritus, Shimane Univ.; The Tokuoka Laboratory for
Studies of Brackish Water Environments



第1図 調査地域とボーリング位置

地点がある。BP9より北側のボーリングでは、完新統砂層の下位に泥層が分布し、BP9より南側のボーリングでは、BP12を除いて泥層は分布していない。ボーリング位置を第1図に、柱状図を第2図に示し、以下にそれぞれの地層の特徴を述べる。

・完新統砂層

完新統砂層は、3~20 mの厚さで分布する。全体として比較的淘汰の良い、中粒~細粒砂からなり、しばしば貝化石の小片を含む。標準貫入試験値(N値)は10~30程度を示す。砂層を構成する砂は、石英、長石、石英安山岩片を主体とする。なお、弓ヶ浜砂州を構成する砂は、中海側では石英安山岩片がよく含まれるが、美保湾側では花崗岩に起源する石英、長石の比率が高くなる(貞方, 1991)。

・完新統泥層

完新統泥層は、貝化石を多く含み、含水の多い地層である。N値は0~2である。貝化石は、ツメタガイ、ツノガイ、ヒメカノコアサリ、イヨスダレガイ、アカガイ、ウラカガミガ

イなどの内湾生種が含まれる。泥層が厚い地点ではアカホヤの降灰層準が認められる。

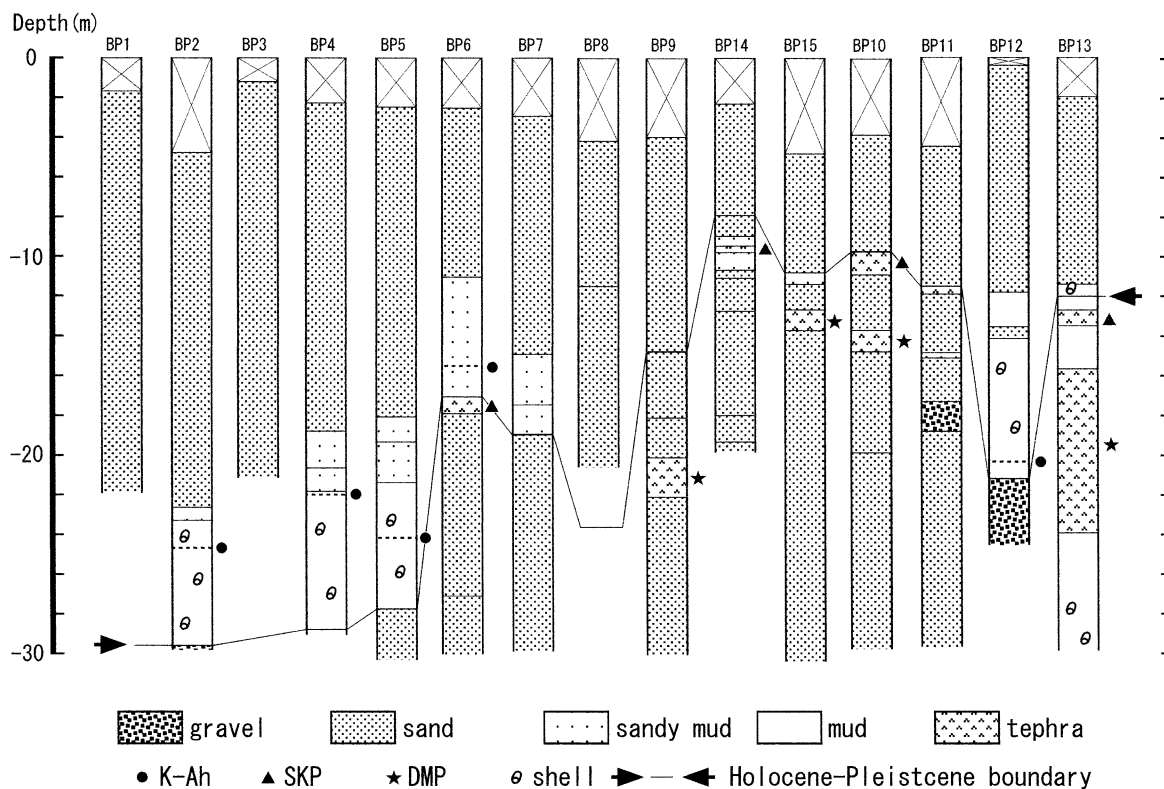
・更新統砂層

更新統砂層は、部分的に細礫~粗粒砂からなる層準もあるが、全体として淘汰の良い細粒砂を主体とする。N値は10~40程度を示す。層相、N値ともに完新統砂層とな明瞭な違いはなく、これだけで完新統と更新統を区別することは困難と思われる。

更新統砂層の上部には火山灰層を挟むことがある。また、砂層中に、火山灰層から再堆積したとみられる軽石や磁鉄鉱、角閃石が濃集していることもある。

深部では風化層が挟まれることも更新統砂層の特徴である。火山灰層が風化土壌となっていることもあるが、砂層そのものが風化して黄~褐色を帯びている層準や、泥分に富んだ土壤層を挟むことがある。完新統砂層では現海面付近から上の最上部を除いて、風化層は挟まれない。

BP13は他のボーリングと更新統の層相が異なっている。ここでは、深度12~20 mに層厚8 mもの厚さの軽石層があ



第2図 ボーリング柱状図

り、その下位に良く締まった更新統泥層が分布する。軽石層は、良く円磨されたφ30~5mmの軽石を主体とする。更新統泥層は、深度24.8m以深に分布し、深度27m以深には貝化石を多く含む。この泥層のN値は10程度を示す。

更新統の火山灰層

更新統の上には火山灰層が挟まれることがあり、BP6(17.0~18.0m)、BP14(9.0~10.0m)、BP15(12.7~13.7m)、BP10(9.8~11.0m)、BP10(13.8~14.7m)、BP11(9.5~10.0m)、BP11(11.6~12.0m)、BP13(13.5~13.8m)、BP13(15.7~24.0m)で確認出来た。

これらの火山灰層は、層序と岩相、および鉱物組成から、2枚に区分できる。2枚の火山灰層は鉱物組成の特徴から、上位のものは三瓶木次軽石(SKP)、下位のものは大山松江軽石(DMP)に対比できる。

BP6(17.0~18.0m)、BP10(9.8~11.0m)、BP11(9.5~10.0m)、BP13(13.5~13.8m)がこれの相当する。下位の火山灰層は大山松江軽石(DMP)に対比でき、BP9(18.0~19.5m)、BP15(12.7~13.7m)、BP10(13.8~14.7m)、BP11(11.6~12.0m)である。以下にそれぞれの火山灰層の特徴を述べる。

・三瓶木次軽石(SKP)

全体に良く風化しており、黄褐色~茶褐色を呈する。火山灰層の上部は有機物が混じり、土壌化している。火山灰層中に白色軽石がわずかに残存するものの、軽石組織は殆ど残っ

ておらず、粘土化している。

斑晶鉱物は斜長石、角閃石、鉄鉱物、黒雲母、石英が含まれる。

・大山松江軽石(DMP)

全体に風化しており、黄灰色~黄褐色を呈する。直径10mm程度の白色軽石が良く含まれる。軽石は指先で容易につぶれる程度の硬さである。

斑晶鉱物は斜長石、角閃石、シソ輝石、黒雲母、石英、カミングトン閃石を含む。

BP13では層厚約8mの厚い軽石層が分布する。φ30~5mmの白色軽石を主体とし、軽石の大部分は円磨されていることから二次堆積物と判断できる。

・アカホヤ火山灰(K-Ah)降灰層準

6300yr.B.Pを示す鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)層は、褐色を帯びたバブル型火山ガラスを多量に含み、斑晶鉱物としてシソ輝石、普通輝石を含む(町田・新井, 1978)。

今回検討したボーリングでは地層としては認められなかったため、以下の手順で、堆積物中に含まれるバブル型火山ガラスの量を求め、K-Ah降灰層準を推定した。

試料を洗浄後、ふるいで粒径を揃え、150~250メッシュ間の粒子をスライドガラスに封入して検鏡試料とした。これを鉱物顕微鏡下で観察し、400個以上の粒子中に含まれるバブル型ガラスの量比を求めた。さらに、実体顕微鏡で火山ガラスの色を観察した。その結果、特定の層準でアカホヤに特徴

的な火山ガラスが出現し、量的ピークを示すことから、この層準をアカホヤの降灰層準と判断した。

地下層序

今回検討したボーリングの層序に基づき、既存のボーリング柱状図と対比して作成した弓ヶ浜砂州の断面図を第3図に示す。

A-A'断面、B-B'断面に示すように、砂州の基部(米子側)から中部付近にかけて、埋没段丘と判断できる地形面が分布する。その地形面の高さは標高-10~-20 mである。埋没段丘を構成する地層は、比較的淘汰の良い砂層からなる。埋没段丘の周辺には、完新統泥層に比べて明らかに締まりのよい泥層が分布することがある。この地層の上部を、DMP(約11~12万年前)と、SKP(約7~8万年前)が覆っている。

埋没段丘面は、更新統の上面にあたる。この面は砂州の中部付近から先端部(境港側)で深くなり、標高-40~-50 mの埋没谷を構成する。この谷は、中海の完新統基底の埋没谷(後藤ほか, 1989)に連続しており、中海に流入する飯梨川や意宇川へ続いている。

上述の埋没段丘に、弓ヶ浜砂州を構成する完新統砂層が直接、または一部で完新統泥層を挟んで重なっている。完新統砂層は、今回検討したボーリングでは、殆ど礫を含まず、全体に淘汰のよい砂からなる。また、砂層には、標高0 m以上の土壌を除いて、泥分は殆ど含まない。

完新統泥層は、おもに埋没谷部と基部の中海側に分布し、中海湖底および美保湾海底の堆積層に連続している。

堆積環境と地形発達史

最終間氷期(13万年前以前)

現在とはほぼ同じ位置に海岸砂州が存在し、その西側には内湾が存在したと考えられる。埋没段丘を構成する淘汰の良い砂層は海岸砂州の堆積物、BP 13で認められた海成の更新統泥層は、内湾の海底堆積物と考えられる。

最終氷期初頭(12~10万年前)

12-11万年前にDMPが降灰し、砂州を覆うとともに、内湾底に堆積した。DMPの上位には砂州の堆積層が重なり、その上を約10万年前に降灰したSKPが覆った。SKPの上位には更新世の堆積物がほとんど重なっていない。この時期は最終氷期になって海面低下が始まった時期に相当することから、堆積物が供給されにくい環境になったと考えられる。

最終氷期最盛期(20,000~16,000年前)

この時期には海面が最大100 m前後低下し、現在中海に流入している飯梨川などの河川が深い谷を形成し、砂州の中部付近を切って東へ流れていた。

完新統初頭(10,000年前)

氷期の終焉とともに海面上昇が起こり、同時に埋没段丘の美保湾側に砂層が付加される形で砂州の形成が始まった。海面上昇にあわせて、砂州は上方へ成長した。

縄文海進極大期(6,000~5,000年前)

完新世の海進(縄文海進)は6~5千年前に極大に達した。中海岸のコアで分布が認められる完新統泥層の貝化石群集が内湾環境を示すことから、弓ヶ浜砂州は縄文海進期においても美保湾と中海を隔てるバリアーとして存在していたと推定される。ただし、離水部分のごく狭かったかもしれない。

遺跡の出現(2,300年前)

弓ヶ浜砂州では、縄文時代晩期から弥生時代に遺跡が出現し始める。遺跡分布は砂州先端付近に多く、中部付近には分布していない。遺跡の分布が砂州の先端に偏っていることについて、中部付近は砂丘に覆われていることや、波浪の影響で砂州の浸食があったことなどが推定される。

風土記の時代(1200年前)

水野ほか(1972)は1200年前頃に、砂州の基部からの海水流入があったことを指摘している。『出雲國風土記』には、弓ヶ浜砂州は「夜見島」として記されている。また、砂州の中部付近に「大切戸」という水道があったという伝承が地元で伝わっている。これらは、砂州の中部から基部に潮流口が存在した時期があったことを示すものと思われる。

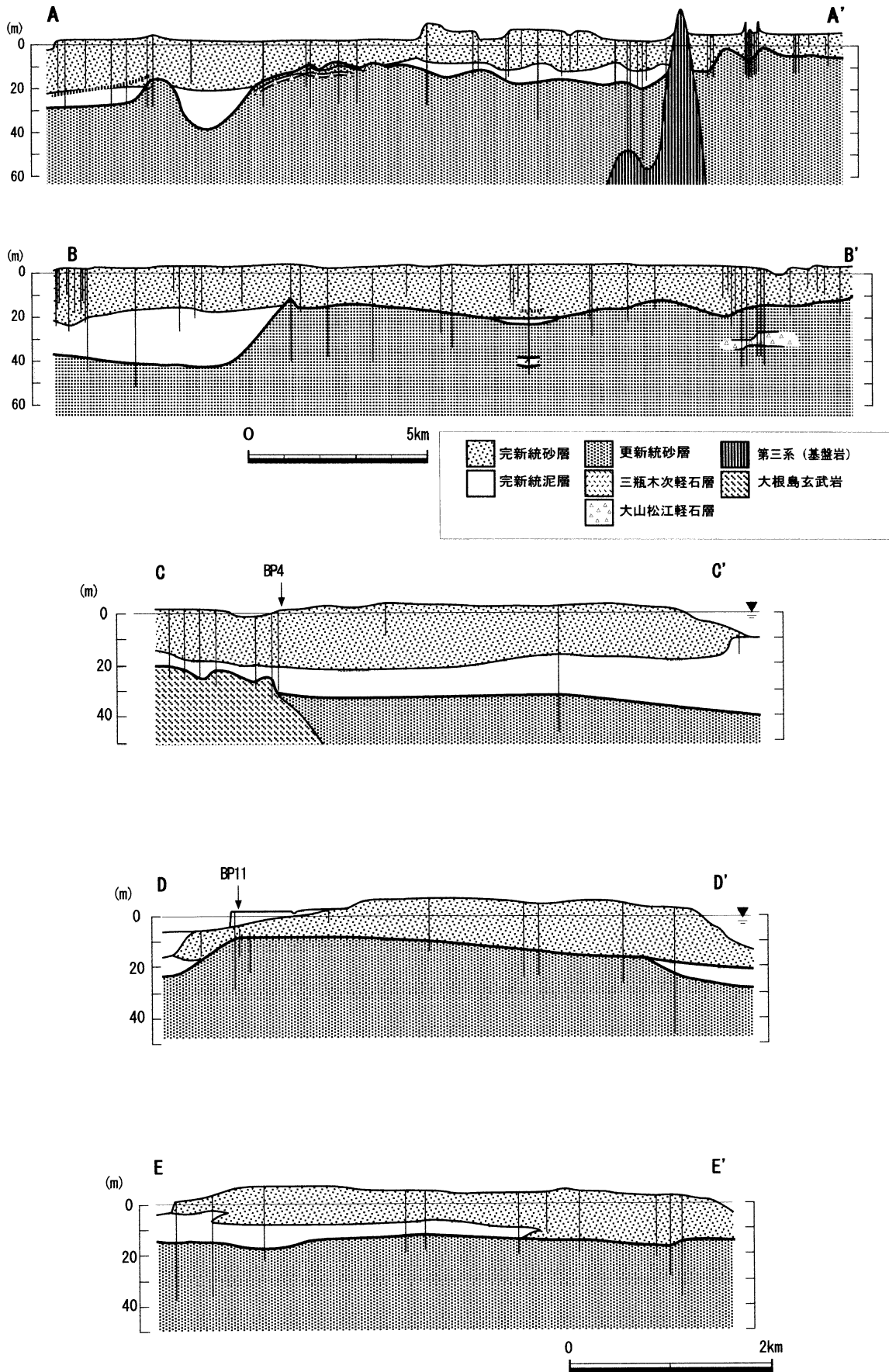
開発の影響(400年前以降)

近世には、日野川流域で行われた砂鉄採取と製鉄による山地荒廃で流出した土砂が供給され、外浜砂州が大きく成長した(貞方, 1991)。また、日野川から分流した米川が開削され、中海沿岸では、新田開発にともなう埋立が行われ、現在の地形の原形が形成された。現在は、基部付近での海岸侵食の進行や、先端付近での砂の堆積の進行が起こっている。これらの原因として、砂防対策による日野川からの供給土砂量の現象や、砂州先端部の埋立地や防波堤の建設による潮流の変化が指摘されている。

更新統の区分について

中海および弓ヶ浜地域の第四紀層序について、三位(1962, 1966)は、中海湖底堆積層の完新統を中海層とし、その下位にある上部更新統を弓ヶ浜層と呼んだ。水野ほか(1972)は、中海層と弓ヶ浜層の間に位置し、火山灰質および軽石層を安来層とよび、また、安来層と中海層に挟まれた汽水成-海成層に対して境港層を設定している。これらの区分に対し、鹿野ほか(1989, 1994)は、安来層と弓ヶ浜層を一括して出雲平野西方の海岸部に分布する上部更新統に対比し、差海層として再定義した。また、弓ヶ浜層と弓ヶ浜砂州の西に分布する大根島玄武岩との関係について、大根島研究グループ(1975)などは大根島玄武岩が弓ヶ浜層を覆うとしたが、渡辺(1988)は大根島玄武岩は弓ヶ浜層より古いとしている。大西(1990)は大根島玄武岩の下位には弓ヶ浜層は存在せず、前~中期更新統とみられる堆積層が存在することを報告し、Morris et al. (1999)は大根島玄武岩の噴出年代について20~25万年前の値を報告した。

更新統の層序区分について、今回検討した試料では年代的根拠は2枚の火山灰層(DMP, SKP)しかないため、これを再定義するには至らないが、少なくとも次のことがいえる。
・弓ヶ浜砂州の地下には、最終間氷期の内湾~砂州堆積層と



第3図 a, b 弓ヶ浜の地下地質断面

みられる地層が分布する。これは三位(1962, 1966)の弓ヶ浜層である。

- ・SKPは弓ヶ浜層の上面を覆うような分布を示すが、DMPは弓ヶ浜層の上部に挟まれている。水野ほか(1972)ではDMPは安来層の一部であるので、層序区分に問題が生じることになる。従って、現時点では鹿野ほか(1994)のように、両者を一括して差海層として扱うのが妥当と言えよう。ところで、本誌の吹田ほか(2001)によると、「中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス」(三梨・徳岡編, 1988)の1960年代の地質調査所による中海北部のボーリング(NB 16)では、安来層の下位に不整合で厚さ約4mの貝殻片を含む堆積層があり、水野はこれを弓ヶ浜層として記載し、その下位に大根島玄武岩が存在するとしていることを、新たに報告している。このデータについてはこれまで見落とされていて、大根島玄武岩と弓ヶ浜層の関係は明らかでないとされてきたが、これに従えば、安来層の下位に位置し、大根島玄武岩を不整合に覆う含貝殻堆積層が弓ヶ浜層であり、大根島玄武岩の下位の(第三系よりは新しい)堆積層は弓ヶ浜層からは除くのが妥当である、ということになる。近い将来に中海～弓ヶ浜地域でボーリングを行って、本地域の第四系の層序の確立と命名の整理がなされることを期待したい。

謝 辞

故中山勝博先生には、本研究のみでなく多岐にわたってご指導をいただきました。また、建設省中国地方建設局出雲事務所(当時)には、資料の提供等の便宜を計っていただきました。ここに記してお礼申し上げます。

文 献

- 吹田 歩・徳岡隆夫・上野博芳(2001)音波データ解析による中海湖底下の大根島火山の拡がりと三次元可視化, 島根大学地球資源環境学研究報告, **20**, 205-216
- 後藤慎二・中海宍道湖自然史研究会(1989)中海宍道湖の自然史研究—その7.音響探査による中海・宍道湖の湖底堆積層と完新統基底面高度分布—. 島根大学地質学研究報告, **7**, 13-23.
- 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋(1989)大社地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58 p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋(1994)松江地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126 p.
- 建設省計画局・島根県・鳥取県(1967編)中海臨海地帯の地盤, 都市地盤調査報告書第15巻, 142 p.
- 町田 洋・新井房夫, 1978:南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- Morris, P. A., Yasuyuki Miyake, Katsuhiko Fukuyama and Pablo Puelles (1999) Chronology and petrology of the Daikonjima basalt, Nakaumi Lagoon, eastern Shimane Prefecture, Japan. Jour.Min.Pet.Econ.Geol, **94**, 442-452.
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治(1972)中海・宍道湖の形成過程とその問題点. 地質学論集, **7**, 113-124.
- 水野篤行・大嶋和雄・木越邦彦(1976)中海湖底下の第四紀泥炭層の¹⁴C年代. 日本の第四紀層の¹⁴C年代(53), 地学団体研究会, 98-100.
- 大西郁夫・松田志朗(1985)出雲平野下の第四紀堆積物. 山陰地域研究, **1**, 51-60.
- 三井秀夫(1962)山陰団研の概報. 第四紀, **3**, 47-48.
- 三位秀夫(1966)日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 総合討論会「日本地域の地学的諸問題」討論資料, 151-158.
- 三梨 昂・徳岡隆夫(1988編)中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス, 島根大学山陰地域研究総合センター, 115 p.
- 貞方 昇(1991)弓ヶ浜半島「外浜」浜堤群の形成における鉄穴流しの影響. 地理学評論, **64**, 759-778.
- 山陰第四紀研究グループ(1969)山陰地域の第四系. 地団研専報, **15**, 335-376.
- 豊原義一(1936)海岸地下水の研究(鳥取県弓浜部における調査実験), 地学雑誌, **48**, 309-331.
- 渡辺 農(1988)大根島玄武岩の活動期は果たして後期更新世であろうか. 島根県地学会会誌, **3**, 30-38.
- 山本莊毅(1959)海岸地下水とくに砂洲の地下水について. 地理学評論, **32**, 13-28.

(受付: 2001年12月10日, 受理: 2001年12月17日)