

中海・宍道湖の地史と環境変化

徳岡隆夫*・大西郁夫*・高安克巳*・三梨 昂*

Natural History and Environmental Changes
of Lakes Nakaumi and Shinji

Takao TOKUOKA*, Ikuo ONISHI*, Katsumi TAKAYASU* and Takashi MITSUNASHI*

Abstract Lakes Nakaumi and Shinji are maritime coastal lakes along the Sea of Japan. Their origins and development are intimately related to post Glacial sea-level changes and they have been affected extensively by human activities since the 17th century. We have surveyed the entire areas of the lakes by various methods of echo-sounding. Drilling data in and around the lakes and more than twenty gravity cores were analysed sedimentologically and micropaleontologically. Organic remains of mollusc, pollen, diatom, ostracod, foraminifer, etc. preserved in sediments are very useful not only for correlating the strata but also for recognizing the environmental changes of the lakes. Radiometric (^{14}C , ^{210}Pb , ^{137}Cs) age data are summarized and discussed. These data have made it possible to illustrate with precise paleogeographic maps eight stages of lake development from 20,000 y.B.P. to 100 y.B.P. The exploitation of iron ores in the Chugoku Mountains strongly affected the flow regime of the Hii River and the environment of Shinji Lake. In the middle of the 17th century the Hii river was directed towards the east, flowing into Shinji Lake, and as a result the lake became dominated by a freshwater environment. This change in lake environment may have been related to global cooling and the accompanying fall of sea level during the little Ice Age. The growing fan-delta of the Hii River prograded rapidly eastwards, forming the eastern part of the Izumo Plain. During the last 100 years many engineering structures have been made in and around the lake which have changed it again to a brackish lake.

はじめに

中海と宍道湖は面積で見ると日本で第5, 6位で, 後氷期の海面の上昇によって陸地に侵入していった海が, その後外海との連絡を断たれて形成された海跡湖である(第1図). 中海・宍道湖のおいたちと人間とのかかわりを歴史的にみるとつぎのようになる.

約1万年前: 中海・宍道湖の誕生. 後氷期の海面上昇によって中国山地と島根半島間の低地帯に海が次第に侵入していった.

約5000年前: 縄文海進高潮期. 古宍道湾と古中海湾は陸橋で隔てられていたが, 古宍道湾は斐伊川による埋め立てが進んで古宍道湖ができ, 湖水は中海側へと流れ出るようになった.

約2400年前: 弥生時代の冷涼期. 海面が低下して弓ヶ浜砂州ができ, 古中海湾は潟湖となった.

約1200年前: 奈良時代の小海進期. 古宍道湖にも中海側から海水が流入して飢宇の入海となった.

1635あるいは1639: 出雲大洪水. それまで西流していた斐伊川が東流し, 淡水湖としての宍道湖が誕生した. 中海側ではこの頃までに弓ヶ浜砂洲が完成し, 閉鎖的環境が出現した.

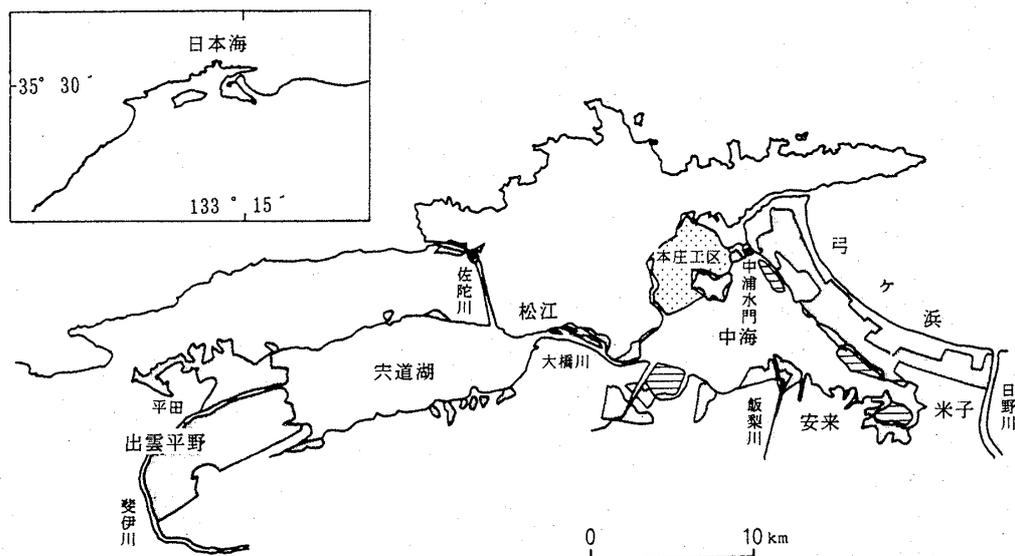
1785: 佐陀川の開削(～1832完成). 宍道湖に海水が流入するようになった.

1922: 斐伊川改修工事と大橋川の浚渫. 宍道湖はさらに汽水化し, 現在の姿に近づいた.

1935: 宍道湖で塩害. 海水の流入が強まり灌漑用水として使えなくなる.

1939: 大旱魃. 宍道湖の淡水化論が興り, 国への陳情がなされた.

* 島根大学理学部地質学教室, Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University, Matsue 690, Japan.



第1図 中海・宍道湖の位置および干拓・淡水化事業の概要（横線部，干拓地；打点部，干拓予定地，アミ部，農業水利受益地（農水省中四国農政局中海干拓事業所の資料による）

- 1949： 戦後の米不足。農林省が中海・宍道湖の干拓・淡水化のための調査を始めた。
- 1963： 農林省が中海干拓事務所を開設。
- 1968： 干拓・淡水化のための工事開始。
- 1984： 農水省が「水質を維持したままでの淡水化が可能」との中間報告書を発表。干拓・淡水化の是非についての議論がさかんとする。
- 1987： 淡水化工事はほぼ完成。淡水化の試行をめぐって議論がなされる。
- 1988： 農水省が干拓・淡水化事業の休止を発表。事実上の中止となる。
- 1989： 湖沼水質保全特別措置法の指定をうけ、浄化対策が義務づけられる。

この十数年間の地域住民と行政の主な関心事は干拓・淡水化（おもに第1図に示した本庄工区の干陸化と水資源確保のための他部分の淡水湖化）をめぐる問題であり、つまるところは開発と環境保全のどちらを優先させるかの問題であった（島根大学地域分析研究会，1982）。干拓・淡水化事業は国内外の経済情勢の変化と環境意識の高揚のなかで休止（事実上の中止）され、両湖は現状のままで存続することとなった。これは他の開発先進地の海跡湖がほとんど消滅あるいはおおきな変貌をとげているのに比べると異例のことといえてよく、その点でも両湖の今後のありかたが広く注目されている。干拓・淡水化をめぐる論議は主に水質汚濁と漁業資源の問題についてなされ、これらについての調査・研究はかなりなされてきた。しかし、底質や底生生物については殆ど看過

され、自然史的側面はまったく問題にもされなかった。こうしたなかで我々は中海・宍道湖自然史研究会を組織して研究にとりくむことになった。1978年に島根大学理学部が発足し、地質学教室の陣容が強化されたことから可能になったことである。湖沼の環境保全と有効利用にあたっては現状把握とともに湖沼の歴史を知っておく必要がある。前記の年表に明らかなように、環境変化に要する時間は数千年から数百年、さらには数十年と短くなっており、今後予想される人為的改変は僅か数年単位のものとなる。自然の改変にあたっては謙虚に過去の環境変化の歴史に学ぶ必要がある。『中海・宍道湖のおいたちのなかに現在の状態を位置づけ、未来はどうあるべきかをさぐる』というのが我々の基本的な視点である。

本報告は文部省科学研究費補助金による一般研究B（1981～1982，代表 徳岡隆夫），同C（1984，代表 大西郁夫），同広領域A（1985～1988，中海・宍道湖の自然環境変化に関する研究，代表 三梨 昂），同広領域A（1989～，中海・宍道湖の環境変遷と将来予測に関する研究，代表 徳岡隆夫）による研究が主体となっている。調査方法と観測機器については工業技術院地質調査所海洋地質部および川崎地質株式会社に負うところが大きい。成果は次の方々と共同研究によるものである。安間 恵（川崎地質株式会社），後藤慎二（川崎地質株式会社），井内美郎（地質調査所），鹿島 薫（九州大・教養），紺田 功（近畿大），松本英二（名古屋大・水圏科学研），水野篤行（愛媛大・理），中村幹雄（島根県水産試験場），野口寧世（前大阪教育大付属高），野村律夫

第1表 中海・宍道湖における音響層序と本地域周辺の地層区分との対比。中海は三梨ほか(1986, 1987), 宍道湖は三梨ほか(1988)による。

時代区分	周辺地域	宍道湖	音響記録の特徴	中海	音響記録の特徴	弓ヶ浜	音響記録の特徴	
第 完 新 世	中海層	最上部(Num)	S 1 (Si'・ Si'?)	透明で白くスケる	A 1	× 1 (S ₁)	透明で白くスケる	
		?			A 2		× 2 (S ₂)	傾斜の緩い平行線模様
		上部(Nu)			A 3・		× 3 (S ₃)	傾斜の急な平行線模様
		中部(Nm)			A 4・			
下部(Nl)	A 5?	× 4 (S ₄)	透明で白くスケる					
四 更 新 世	境港層(S)	?		?		?		
	安来層	上部火山灰層(Ygu)	S2a	濃い不規則な反射面	B 1	濃い不規則な反射面		
		中部泥炭層(Ygm)	S2b	濃い平行な模様	B 2	濃い平行な模様		
		下部火山灰層(Ygl)	S2c	不規則な反射面				
	大根島玄武岩(DB)			C	細かく不規則な模様			
	弓ヶ浜層	上部砂層(Yms)	?		?		Y ₁ (T ₁)	水平な平行線模様
		上部泥層(Ymu)			B 3	透明で白くスケる	Y ₂ (T ₂)	不規則な模様を混えた 平行線模様
下部砂礫層(Yml)		B 4			弱くやや不規則	?		
新第三紀	松江層～布志名層 基盤岩類 布志名層及び より古期の新第三紀層	T	層状構造を示す 濃い反射面	D 1 ? D 2	縞状の層状構造 一面の濃い反射面	D	縞状の層状構造	

(島根大・教育), 瀬戸浩二(広島大・理), 渡辺正巳(川崎地質株式会社)の各氏。また, 島根大学理学部地質学教室の卒業研究ではこれまでに多くの学生諸君が中海・宍道湖に携わり, 貢献された。島根大学山陰地域研究総合センター自然環境部門の研究員の方々からは多くの協力をいただいた。さらに静岡大学の池谷仙之教授には原稿を見ていただき, 貴重な御指摘をいただいた。これらの方々に厚く御礼申し上げます。

周辺地域の第四系と完新世の古地理変遷

北の島根半島と南の中国山地の間の低地帯は西の出雲平野から宍道湖, 中海を経て弓ヶ浜へと連なる。この地帯の第四系の研究は富田・酒井(1937)に始まる。しかし, 1960年代までは新第三系の研究に付随して記述されたものにすぎず, 第四系を主題とした研究は1962年の山陰第四紀研究グループの発足に始まる(三位, 1962)。その成果は山陰第四紀研究グループ(1969)により概括的にまとめられた。1960年代の後半から地質調査所による宍道湖・中海の湖底調査が開始され, 湖底の第四系が解明されていった(水野ほか, 1972)。これらの成果に加えて, 主に地表部の第四系は大西(1979), 地下の第四系は大西・松田(1985)によるまとめがある。平野部と宍道湖・中海の第四系は下位より弓ヶ浜層, 大根島玄武岩, 安来層, 境港層および中海層に区分される(第1表)。以下に大西(1988)にもとづいてそれらの概略をのべる。弓ヶ浜層: 湖底下の第四系の最下位層で, 下部砂礫層(厚さ50m以上)と上部泥層(厚さ20m以下)からなる。

この泥層は最終間氷期の海成の堆積物とされている。

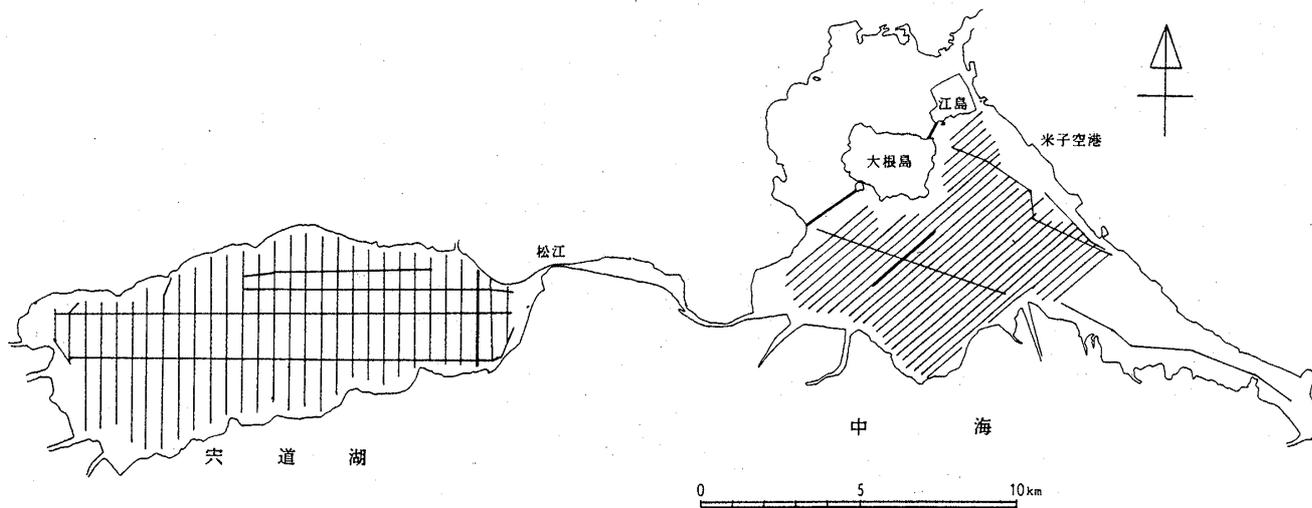
大根島玄武岩: 大根島・江島およびその周辺の湖底に分布する。大根島・江島ではなだらかな溶岩台地をなし, 上乃木軽石層・古志原軽石層・AT火山灰層に覆われる。湖底では弓ヶ浜層を覆い, 安来層に覆われる。安来層: 弓ヶ浜層をけずりこんだ浅い谷を埋めて分布し, 埋没段丘を形成している。下部火山灰層・中部泥炭層・上部火山灰層にわけられ, 厚さは10m以下である。下部火山灰層は上乃木軽石層に対比される。

境港層: 礫層・砂層・泥層・泥炭層からなり, 厚さは約8mである。安来層や弓ヶ浜層をけずりこんだ谷が中海東部に認められ, その谷を埋めた最初の堆積物で, 更新世最末期の地層と推定される。

中海層: 主に泥層からなり, 中海・宍道湖の湖底下に広く分布する。下部泥層・中部泥層・上部泥層および最上部層にわけられ, 厚さは40m以下である。上部泥層の最下部付近には角閃石・鉄鉱物・しそ輝石を含むN1火山灰層が挟まれている。

音波探査からみた湖底下の第四系

主としてユニブーム(EG & G社製)をもちいた音波探査が行われた。宍道湖では500m間隔の南北方向の測線, 中海(米子湾と本庄干拓予定地を除く)では250m間隔の北東-南西測線, およびそれらとほぼ直交するいくつかの測線でなされた(第2図)。これらの調査結果は三梨ほか(1986, 1987, 1988)と後藤ほか(1988, 1989)で



第2図 音波探査測線（アトラスデン20およびユニブームによる、一部でサイドスキャンソナーを使用：詳しくは三梨・徳岡，1988を参照；太い実線は第3図の測線）

詳しく報告されている。第1表に示した音響層序区分は後述する湖底下のボーリング資料との比較の上でなされたものである。完新統中海層が厚く堆積する両湖の中央部付近では音波散乱層が広く分布するが、それ以外では湖底下30～50mにわたる良好な反射記録が得られている。これらの記録は三梨・徳岡(1988)にまとめられている。両湖における代表的な音響記録を第3図に示す。

弓ヶ浜層：中海の中・西部と弓ヶ浜の中・北部西岸に分布する。下部砂礫層は中海の中・西部のみに、上部泥層は両域に分布する。上部砂層は弓ヶ浜中・北部西岸のみに分布する。

大根島玄武岩：大根島の南岸から東岸にかけて分布する。

安来層：中海の北東部と中・西部、および宍道湖の東部と西部北岸に分布する。音響的特徴から3層に区分され、それぞれ下部火山灰層、中部泥炭層、上部火山灰層にあたりと推定される。

境港層：中海層が厚く堆積しているところではその下位に境港層が存在することが予想されるが、音波散乱層の存在のために判定できない。ボーリング資料では宍道湖中央部に小規模に分布することがわかっている。

中海層：中海と宍道湖のほぼ全域にわたって厚く分布する。音響的特徴から2～4層に区分される。

縄文海進前の古地形の復元

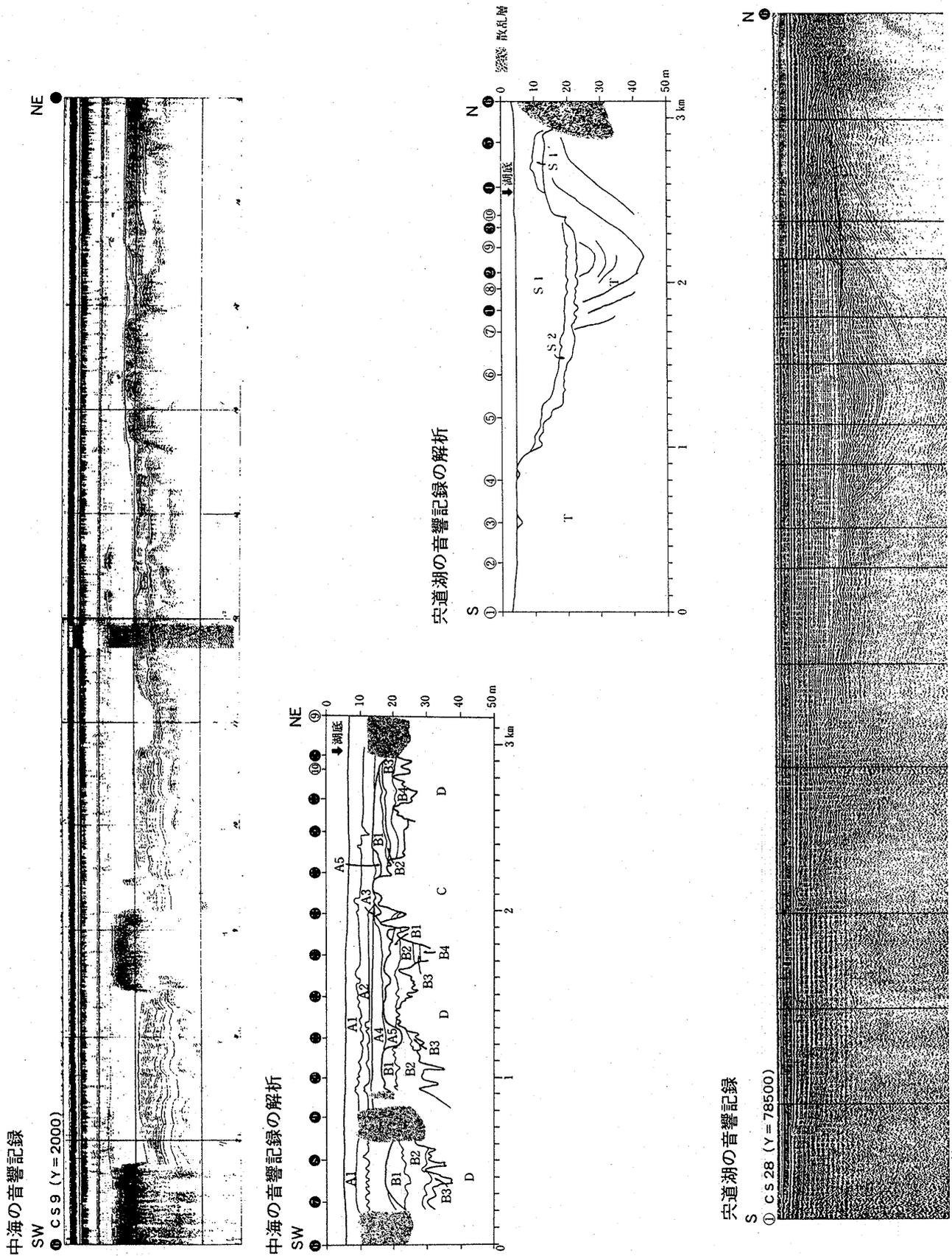
完新統中海層の基底面は基本的には縄文海進以前の陸上浸食をうけた古地形を表わしているとみなされる。音波探査記録の解析によって得られた中海層の基底面高度分布は後藤ほか(1988)でまとめられた(第4図)。図中

には湖底下ボーリング資料による中海層の基底の深度も合わせて示されている。中海層の基底面高度は宍道湖においては東部で-10数m、西部へ向って-30m程度と深くなる。中海では南西部で浅く-10数m、北東部へしだいに深くなり-30mに達する。出雲平野および弓ヶ浜におけるボーリング資料と周辺山地の河川系を考慮して、縄文海進以前の古地形の復元を試みた。平野部については大西・松田(1985)によるものを参照した。中国山地と島根半島にはさまれた低地帯には西の大社湾、東の美保湾へと注ぐ2つの河川系が存在し、その地形景観は第5図のように描かれる。

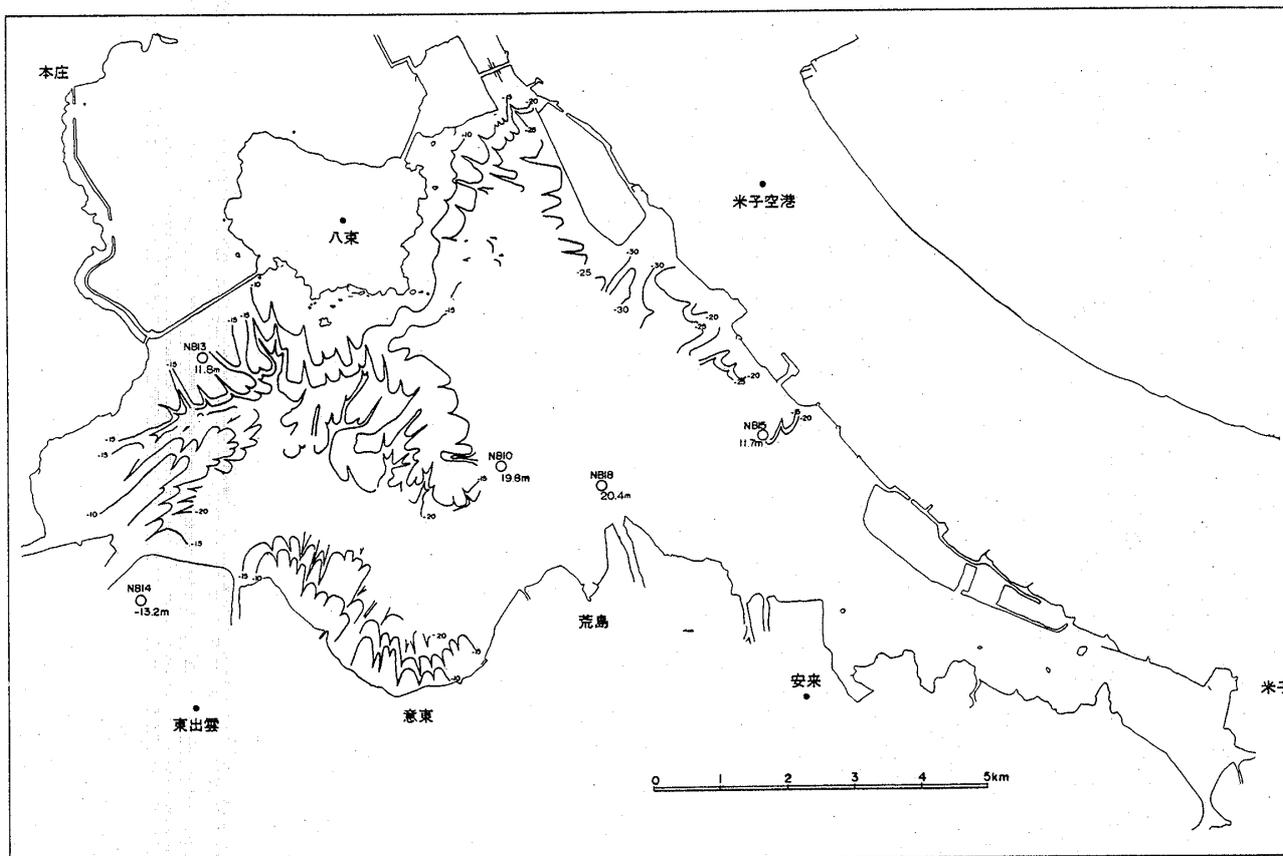
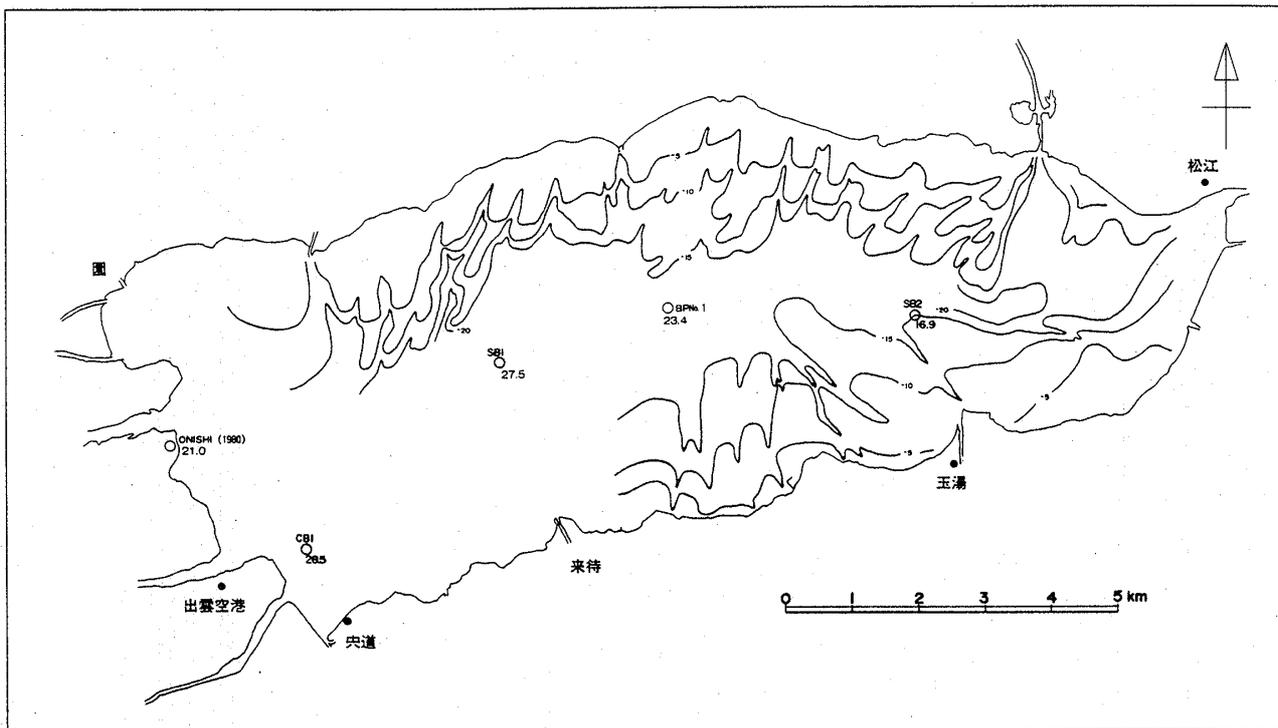
ボーリング資料からみた完新統の層序と環境変遷

湖底下の第四系については建設省計画局ほか(1967)および水野ほか(1972)の報告があり、¹⁴C年代については水野ほか(1976)のまとめがある。また、最近までの諸資料については島根県地質図説明書編集委員会(1985)や三梨・徳岡(1988)でまとめられている。これらもとづいて以下にその概略をのべる。ボーリング資料および前述した音波探査資料を参考にして作成した宍道湖および中海地域の模式的な地質断面を第6図に示す。

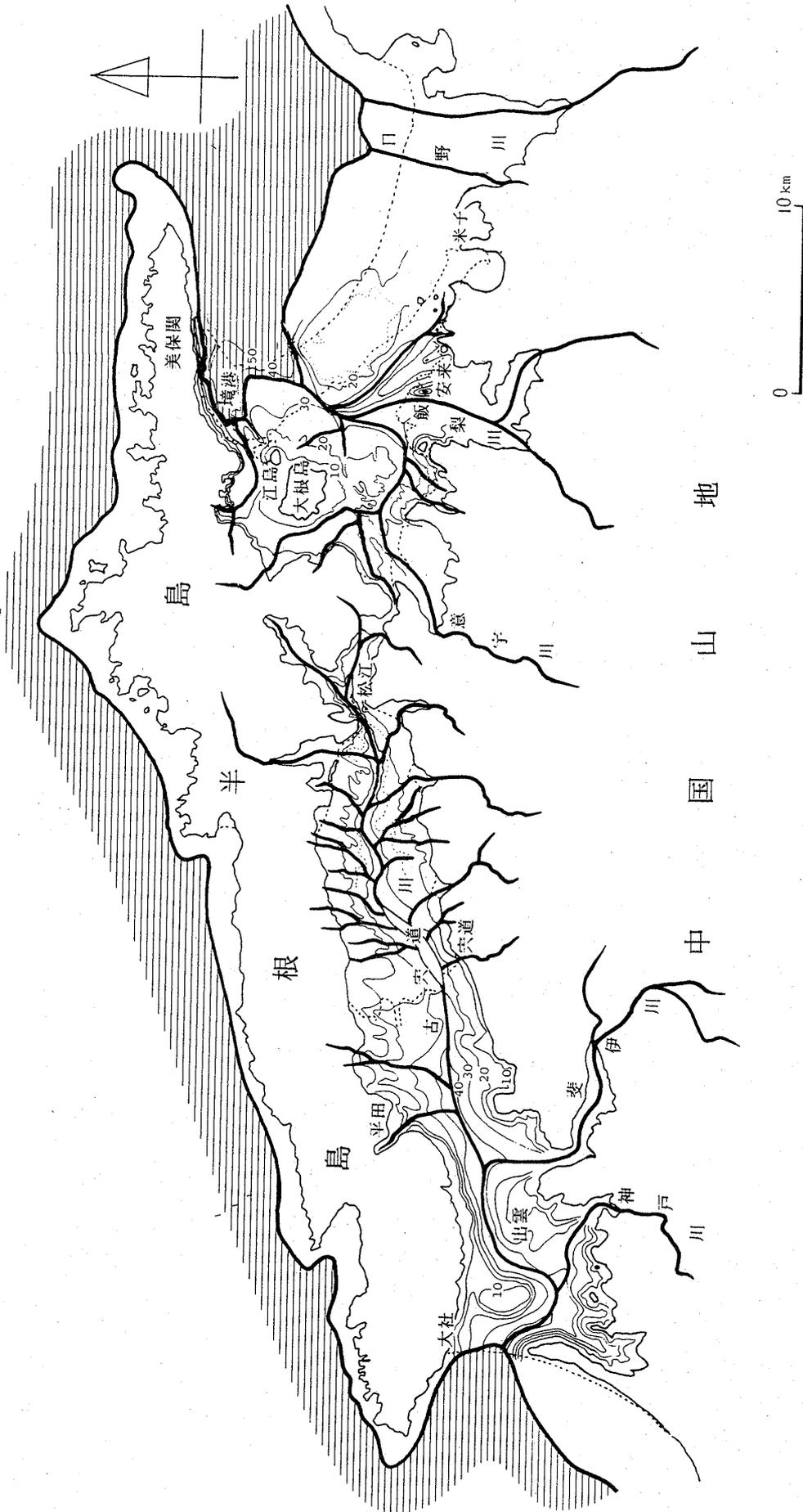
中海層(Nm)の基底をみると、宍道湖では松江東部から出雲平野に向かってほぼ東西に谷がのびている。中海ではほぼ飯梨川の延長に大きな谷があり、その支谷も認められる(第5図)。大きな谷の両側には、2段の埋没段丘がある。下位の段丘は弓ヶ浜層(Ym)が構成する-20～-25mの平坦面で、中海では安来層(Yg)におおわれるが、宍道湖では西部のみに分布し、中海層(Nm)におおわれている。上位の段丘は安来層(Yg)で構成さ



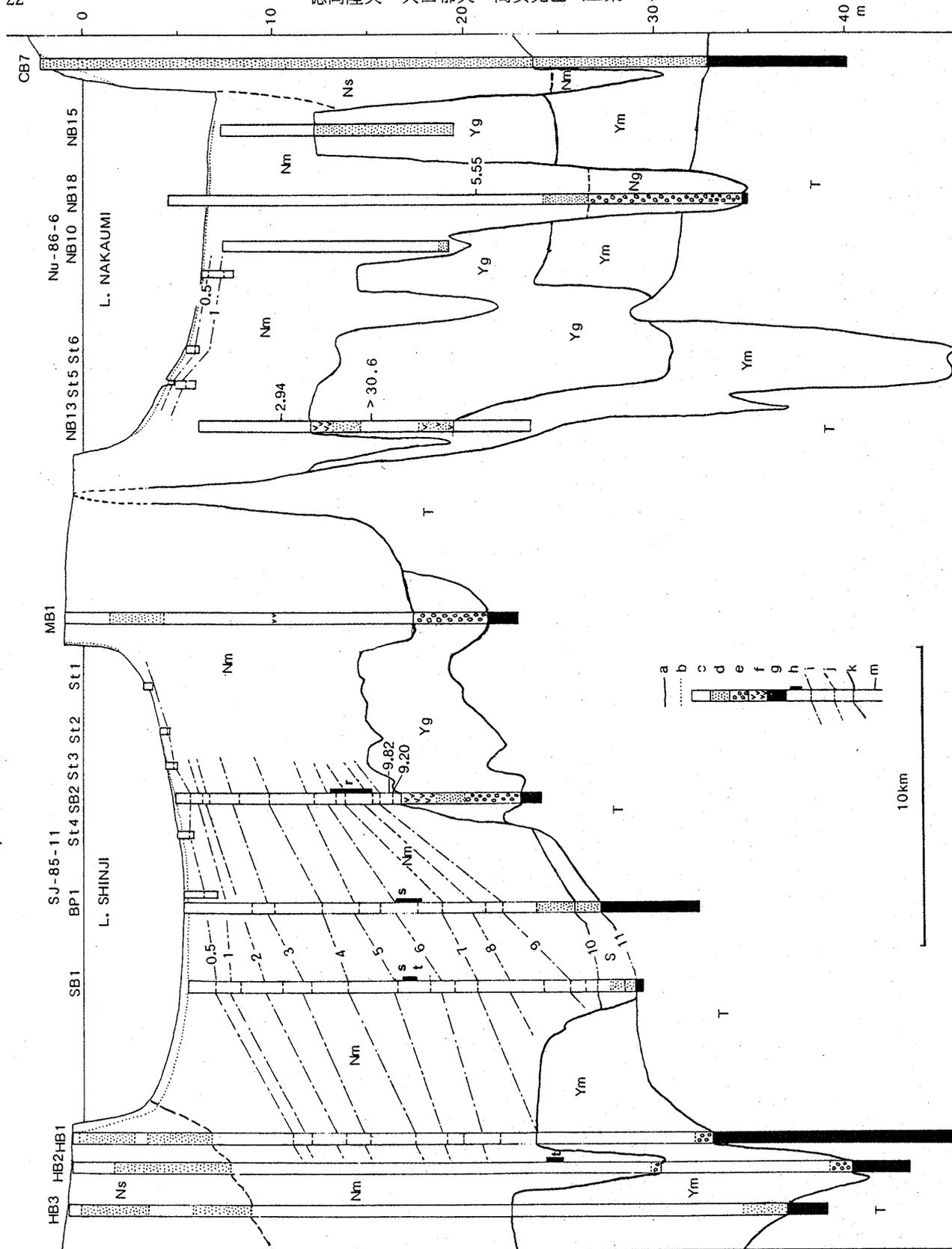
第3図 中海・宍道湖における代表的な音波探査記録とその解釈 (測線位置は第2図, 記号は第1表を参照)



第4図 音波探査およびボーリング資料から明らかにされた完新統中海層の基底面高度分布 (上: 宍道湖, 下: 中海)



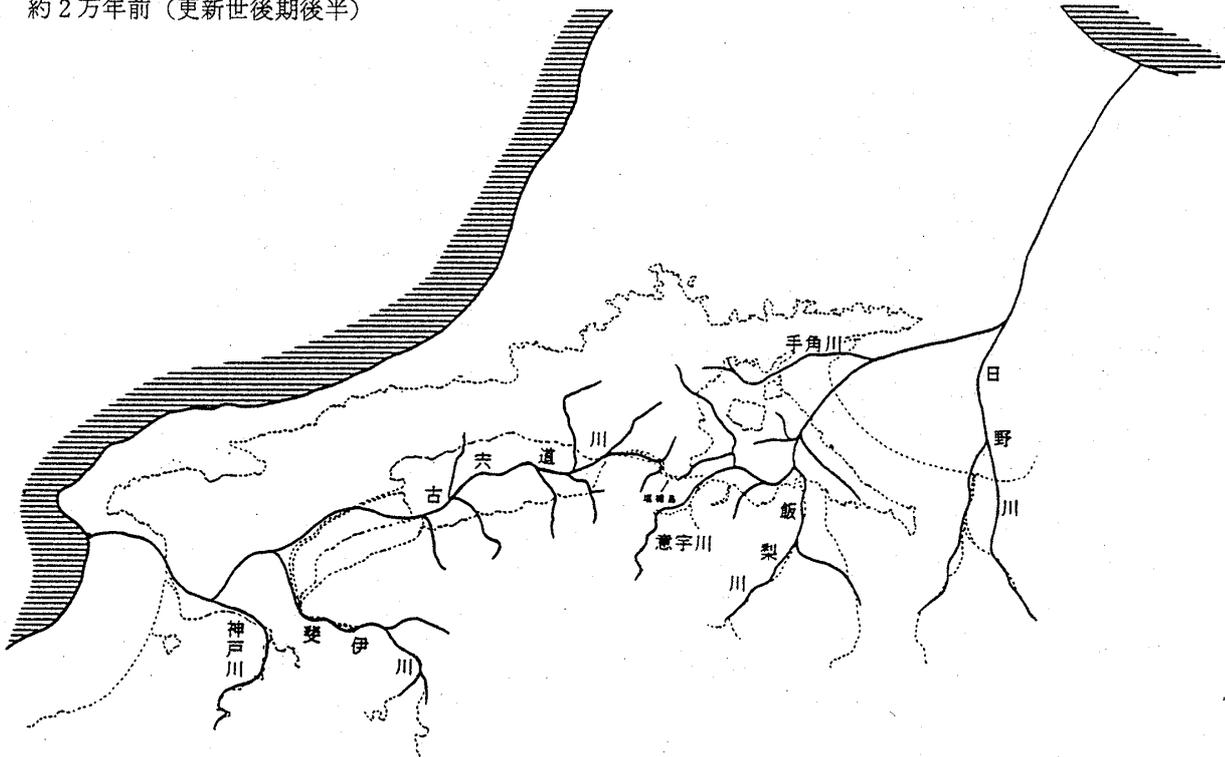
第5図 完新統中海層堆積前の古地形の復元 (コンター・ラインの数字は現海面を基準にした深度, 単位はm)



第6図 中海・宍道湖の模式的な地質断面（宍道湖では東西，中海から弓ヶ浜にかけては南西―北東の断面，ボーリング位置は第9図参照）

a, 現在の地表および湖底；b, 1960年代の湖底；c, 泥；d, 砂；e, 礫；f, 火山灰；g, 新第三系；h, 有孔虫多産層準（r：湾中央～やや奥の群集，s：rとtの中間型群集，t：湾口～湾中央の群集）；i, 花粉帯・垂帯に基づく過去の湖底面（単位千年前）；j, 地層の境界（整合）；k, 地層の境界（不整合）；m, ¹⁴C年代（単位千年前）；Ns, 中海層（砂優勢）；Nm, 中海層（泥優勢）；Ng, 中海層（礫優勢）；S, 境港層；Yg, 安来層；Ym, 弓ヶ浜層；T, 新第三系

A 約2万年前（更新世後期後半）

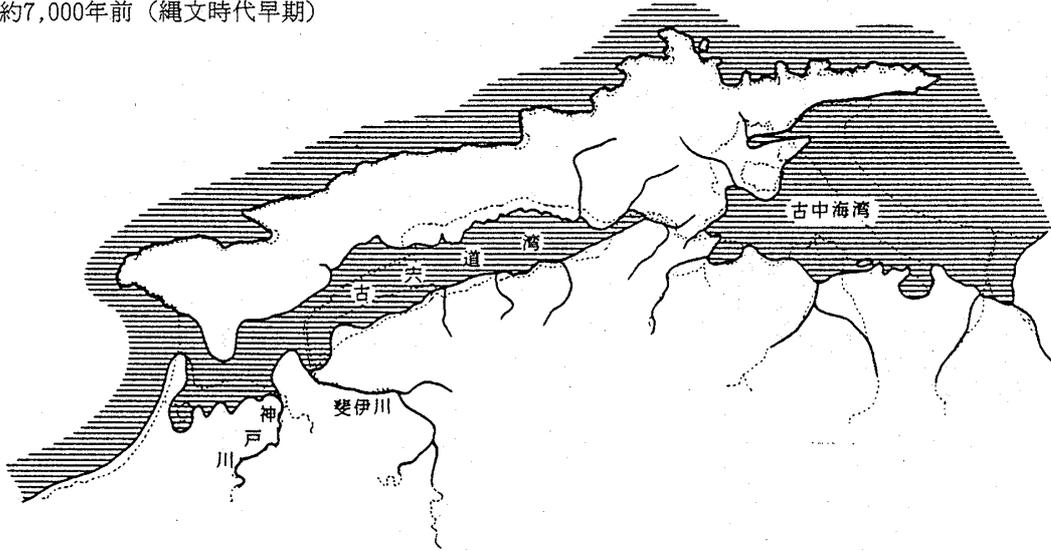


B 約11,000年前（更新世最末期）

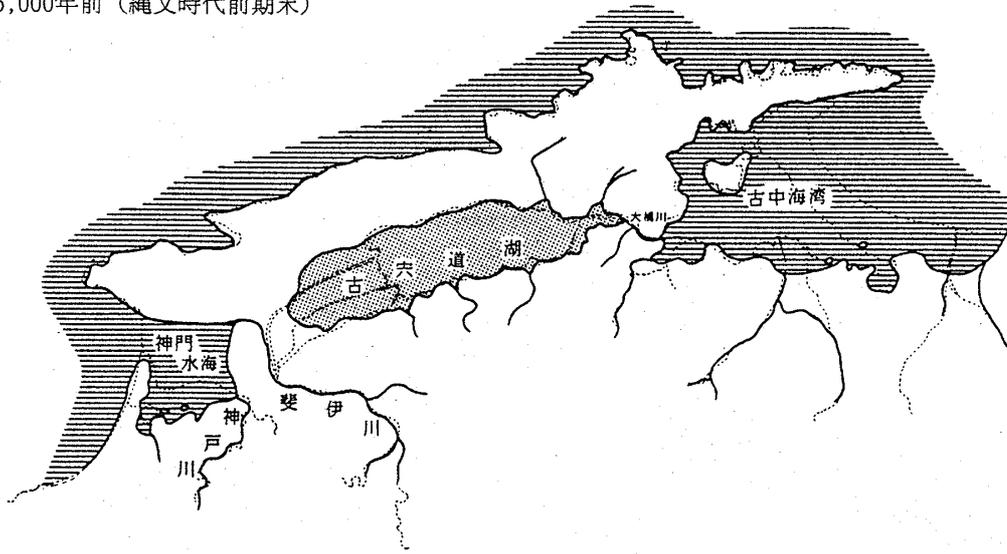


第7図(1) 中海・宍道湖を中心とした古地理の変遷

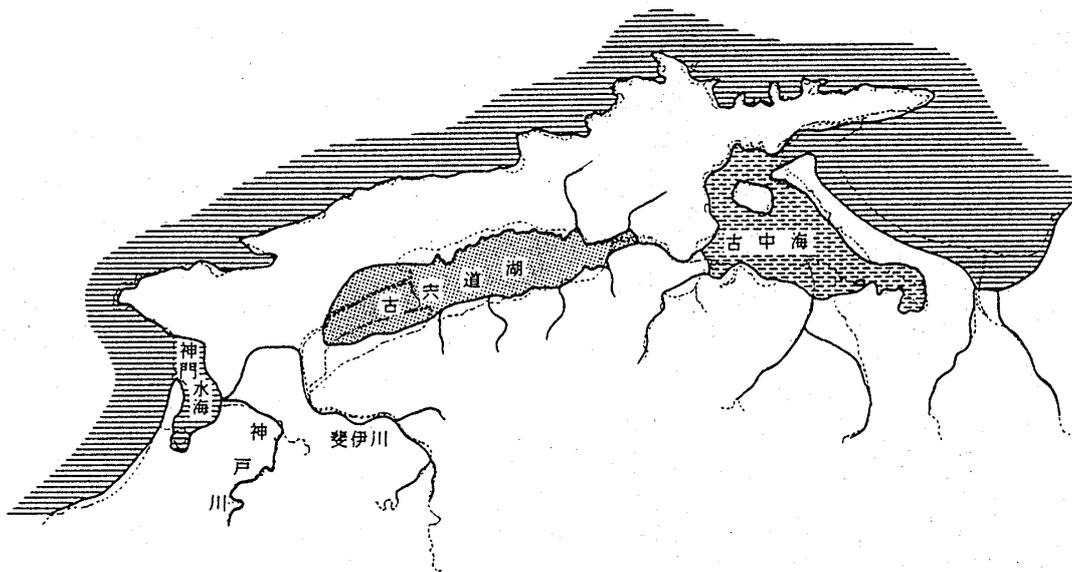
C 約7,000年前（縄文時代早期）



D 約5,000年前（縄文時代前期末）

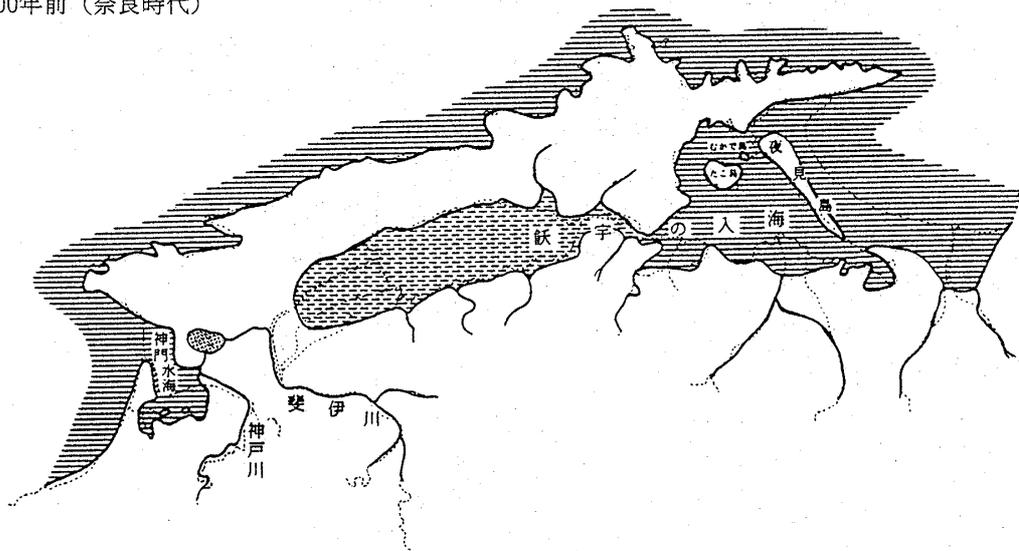


E 約2,400年前（弥生時代）

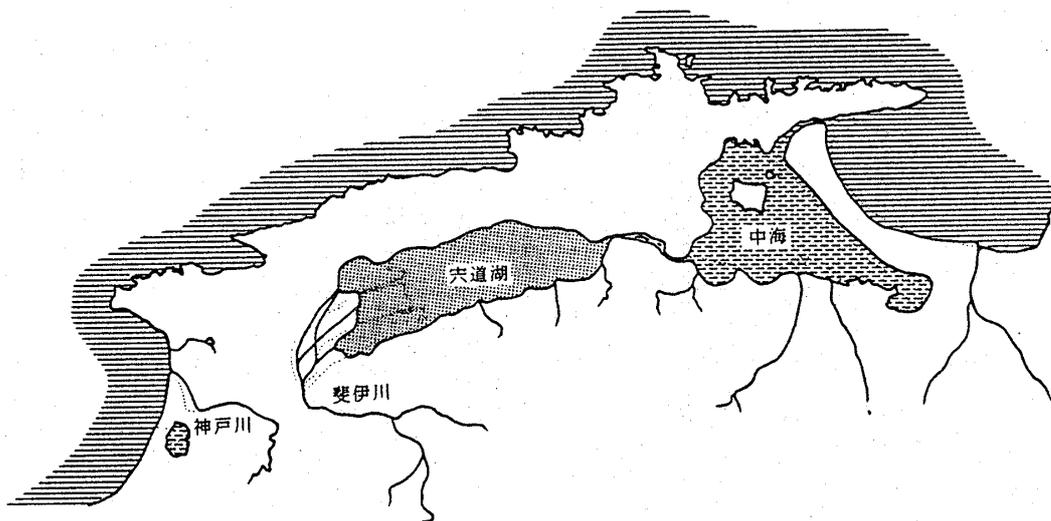


第7図(2) 中海・宍道湖を中心とした古地理の変遷

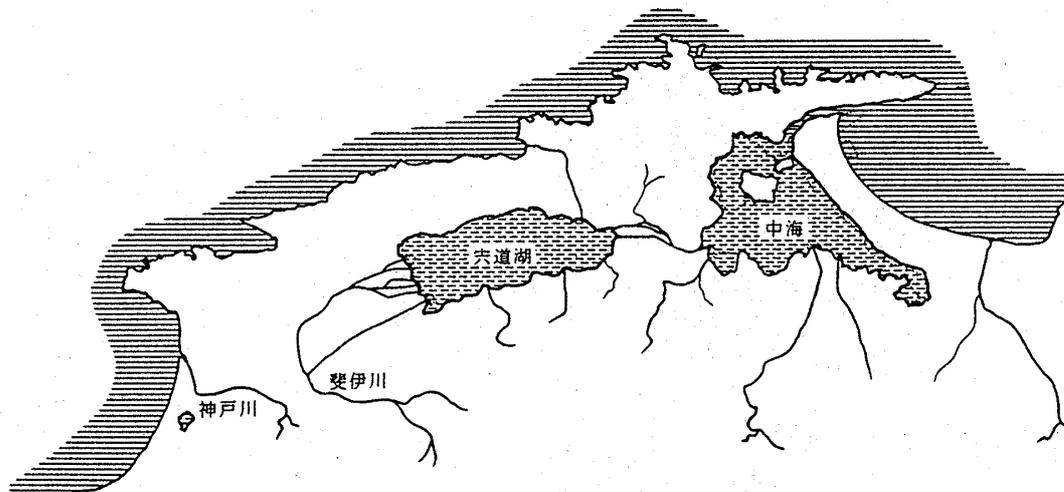
F 約1,200年前（奈良時代）



G 約300年前（江戸時代）



H 約100年前（明治時代）



第7図(3) 中海・宍道湖を中心とした古地理の変遷

れる-12~-15mの平坦面で、中海層 (Nm) におおわれている。

宍道湖では4本のボーリングコアの花粉分析が行われ、花粉帯・亜帯による11,000年以降の地層の対比が可能である(大西ほか, 1990)。第6図では11,000年以降の湖底面を千年単位で表した。いずれの時代にも、宍道湖の湖底面は東から西に向かって深くなっていたことがわかる。5,000~8,500年前にみられる有孔虫群集は、西方のHB2やSB1では湾口~湾中央部、東方のSB2では湾中央~やや奥、宍道湖中央部のBP1ではそれらの中間型を示す。これらの事実から、この時代には現在の大社湾から松江付近までのびる古宍道湾が存在したが、その後、斐伊川による埋積が進んで湾の西方が閉ざされると推定される(紺田・水野, 1987; 前本ほか, 1989)。5,000年前以降には宍道湖においては有孔虫が多産する層準がみられないことから、古宍道湾の消失は5,000年前ごろと考えられ、その後は大社湾とはつながることはなかったと推定される。したがって、これまで考えられていた大社湾から美保湾に抜ける宍道水道(島根県地質図説明書編集委員会, 1985)は存在しなかったことになる。しかし、BP1では4,000年前ごろに海生の珪藻が出現する(山本, 1990)ことから、中海側から大橋川をへて宍道湖への海水の流入が始まったと考えられる。

堆積速度についてみると、宍道湖では9,000~5,000年前には西方ほど堆積速度は大きく、5,000年前ごろを境に中央部でやや大きな堆積速度をもつようになる。これは古宍道湾が斐伊川から供給される土砂によって埋積されて古宍道湖が出現したが、斐伊川は西流して大社湾に流入していて、5,000年前以降は古宍道湖には碎屑物をもたらさなかったためと考えられる。しかし500年前以後について全体としてみると、河口のデルタを構成する砂優勢部は当然としても、泥優勢部でも西方ほど堆積速度が大きい。斐伊川が東流してからはそのもたらす碎屑物のうち砂質物質は河口デルタで堆積し、泥質物質は宍道湖中央部までの間で堆積したことがわかる。

古地理の変遷

更新世後期後半から奈良時代に至る古地理の変遷を第7図A~Fに示す。また、約300年前(江戸時代)と100年前(明治時代)の古地理を第7図GとHとしてあわせて示しておく。

A. 約2万年前(更新世後期後半)

海面はいまより80mも低いところにあった。島根半島部から隠岐に至るまでは陸続きで、隠岐半島が存在していた。現在、隠岐海峡には水深80m前後の平坦面が拡

がっている。ウラム氷期最盛期の海退は-80m前後に達したとされている(大嶋, 1980)。河川の流路は第5図からの推定である。西流する古宍道川と東流する意宇川が推定され、それらの分水嶺は現在の大橋川の塩楯島のあたりにあった。

B. 約11,000年前(更新世最末期)

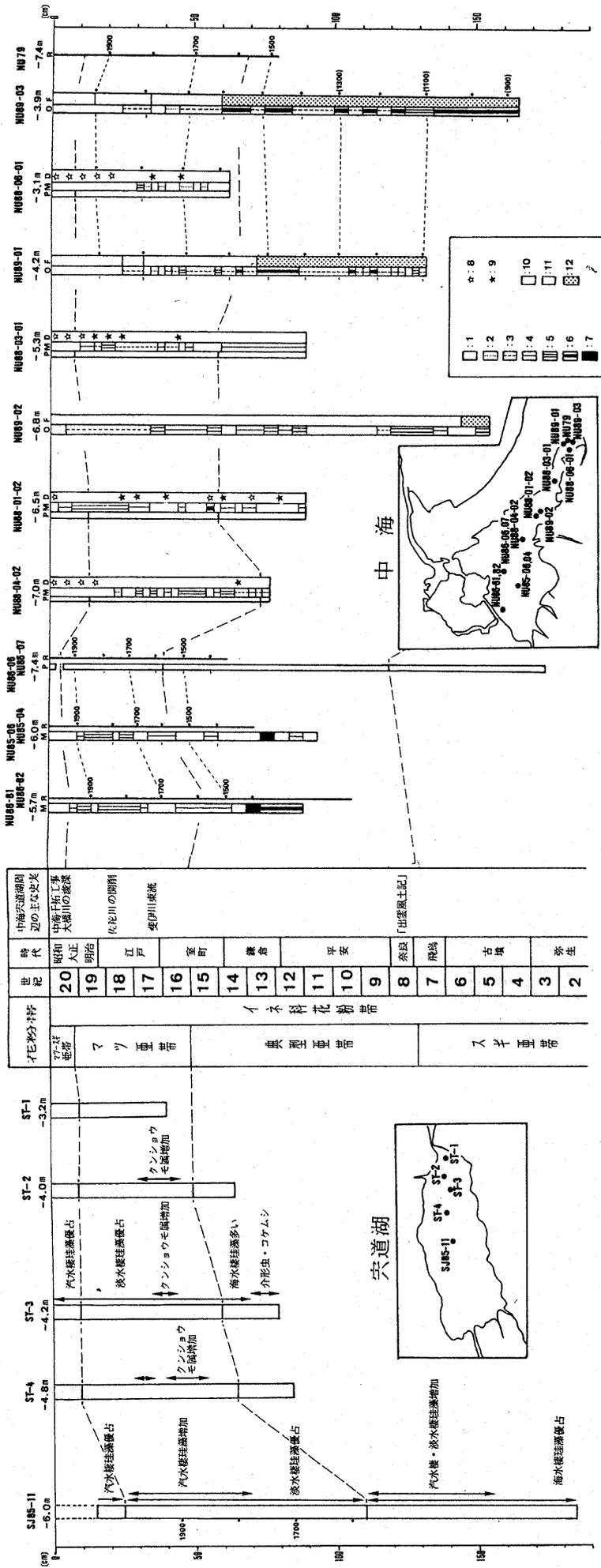
海面は次第に上昇して境港付近にまで達するようになった。同様に大社湾の付近にも達していたと推定される。宍道湖のあたりには小さな淡水域が存在していた。河川系は上記の時代と大差はなかったであろう。境港ではボーリングによって-40mに海生珪藻を含む境港層が知られている。宍道湖ではボーリングによって-28~30mに陸成層からなる境港層が知られている。これらのことから-35m前後のところに汀線があったと推定した。またこの時代の汀線は一般にこの高度に推定されている。

C. 約7,000年前(縄文時代早期)

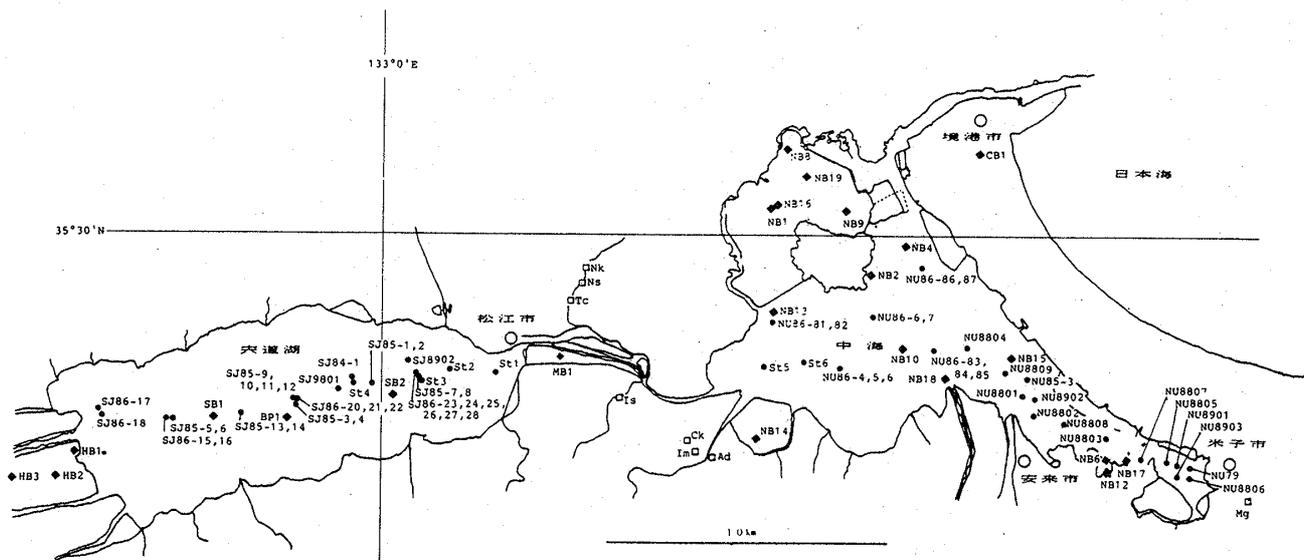
海進がさらに進み、大社湾から松江にのびる古宍道湾や古中海湾ができた。古宍道湾の存在はボーリング試料の分析から湾奥部や湾中央部に生息する有孔虫群集が産出することからも裏付けされる。また、同層準の有孔虫群集の産出深度が西へ深くなっていることから当時の海湾が西に向って深くなっていたことが知られる。宍道湖の沿岸水域では湖心部へ向ってゆるく傾斜する埋没した浸食平坦面が水深5mのあたりに認められる。この面は縄文海進高潮期の海面停滞時に形成されたと考えられるので、それより深いところに汀線があったと推定される。

D. 約5,000年前(縄文時代前期末)

斐伊川からの土砂の供給によって古宍道湾の中央部が埋め立てられ、東西2つの水域に分かれた。東の水域は出雲平野東部から松江まで延びる淡水湖(古宍道湖)となり、やがて水位の上昇にともなって大橋川が形成され、古中海湾へと排水するようになった。西の水域は神門水海(神門水海)の原形である出雲平野西部に広がる内湾となり、そこには斐伊川と神戸川が流入していた。宍道湖底の5,000年前以降の堆積層には有孔虫が産出しないので、この時以降海との連絡が断たれ、また、堆積速度の変化から斐伊川の影響が殆どなくなったことがわかる。古宍道湖の出現は5,000~4,000年前に起こった「縄文中期の小海退」(太田ほか, 1982)と関係する可能性もあるが、年代的にみると、それよりやや先行している。当時の汀線は前述の傾斜した浸食平坦面のどこかに位置していたことになるが、ここではほぼ現在に近い位置として描いた。中海湾側では現在の弓ヶ浜の西縁を中軸にして、水底では砂州が形成された。



第9図 柱状採泥試料の解析から明らかになった環境変遷と史実との対比
 宍道湖については渡辺ほか(1988)によって中海・宍道湖自然史研究会(1982)の図に加筆されたものを引用。中海については高安はか(1989, 1990), 瀬戸はか(1990), 今泉(1990 MS島根大卒業論文), 油田(1990 MS島根大卒業論文), 中海・宍道湖自然史研究会ほか(1987), MATSUMOTO(1987)の資料をもとに作成。各柱状の上の数字は水深, 記号はM:貝類(高安はか, 1989), F:有孔虫(瀬戸はか, 1990), O:介形虫(高安はか, 1990), D:珪藻(池田, 1990 MS), P:花粉(今泉, 1990 MS), R:20 Pbによる年代(中海・宍道湖自然史研究会ほか, 1987; MATSUMOTO, 1981), C:14C年代(中海・宍道湖自然史研究会ほか, 1987)で, これらの資料から図が作成されたことを示す。『凡例』 1. 貝類・介形虫ほとんどなし; 2. 非常に閉鎖的な環境(ほぼ現在の米子湾奥); 3. 淡水の影響が比較的強い環境(現在の沿岸部); 4. 閉鎖的な環境(現在の湖心部); 5. ある程度海水の流入があり, 底層水の交換が行われる(現在の中海東部); 6. 比較的底層水の交換が良く, 塩分濃度も比較的高い(堰堤完成前の大根島北西部); 7. 塩分濃度も高く, 底層水の交換も良い(ほぼ境水道のような環境); 8. 淡水生珪藻が卓越; 9. 海水生珪藻が卓越; 10. 淡水の影響を受ける水塊の有孔虫群集; 11. 現在の中海東部に相当する有孔虫群集; 12. 現在の境水道に生息する種を含む有孔虫群集。



第8図 中海・宍道湖における柱状採泥地点（黒丸）および周辺地域を含めたボーリング地点（菱形）
詳しくは三梨・徳岡(1988)等を参照。

E. 約2,400年前（弥生時代）

「弥生の小海退」(古川, 1972)により弓ヶ浜砂州が出現して古中海湾は潟湖となった。神門水海は斐伊川と神戸川によって埋め立てられ、神西湖付近に汽水域を残すのみとなった。大きな流入河川のない古宍道湖ではほとんど変化がなかった。

F. 約1,200年前（奈良時代）

海面がやや高くなり、米子付近から海が侵入して中海は再び湾へと戻り、飢宇の入海（島根大学地域分析研究会, 1982）となった。中海の中心部から米子湾にかけての底質柱状試料の貝・介形虫・珪藻等の検討結果（後述）から、約1,000年前の層準で中海中心部から米子湾にむけて鹹度があがることから弓ヶ浜のつけねが海に開き、海水が流入していたことがわかる。地質学的に復元されたこの時代の古地理は出雲国風土記の記述とも合致する。最近日本各地で1,000～1,200年前の小海進が報告されているが（太田ほか, 1990）、風土記時代にはこの小海進が始まっていたものと推定される。

奈良時代以降の環境変遷

中海・宍道湖自然史研究会（1982）は宍道湖の4地点、中海の2地点で重力式柱状採泥器（内径5.5cm）を用いて1mまでの採泥を行ない、堆積物の軟X線写真、粒度組成、鉱物組成、粘土鉱物組成および介形虫、有孔虫、珪藻、花粉等について予察的な検討を行った。その

結果、湖底下1m未満の試料に数百年から千年程度の環境の変遷がよく記録され、史実との対応が可能であることがわかった。その後さらに多くの地点で柱状採泥を行い（第8図）、2.5cm、あるいは5cm間隔で分割し、各種の検討を行った。それらの結果を総合して環境変遷と史実との対応を試みた（第9図）。

宍道湖では下位より海→淡水→汽水へと環境が変化していったことが明らかである。淡水化の始まりは西流して大社湾に注いでいた斐伊川が西から東へと流れを変えた時期とほぼ一致している。その後しだいに汽水化していったのは江戸時代末期以降の佐陀川の開削や大橋川の浚渫に関連していると推定される。なお、後述する年代測定（ ^{210}Pb や ^{134}Cs による）の結果もこれらの推定を裏付けている。

中海では宍道湖に比べて環境変化が複雑である。環境に対する各生物の特性の違いや推定年代の問題等があり、導きだされた古環境が必ずしも一致しているとは限らないが、およそ次のような変遷が読み取れる（高安ほか, 1989, 1990）。米子湾では西暦1000年代の後半まで底層水の交換が比較的良くなされていたが、その後1600年頃までは底層水の交換が比較的よい時期に狭まれて淡水の流入が強かった時期が認められる。このことは1600年頃まで弓ヶ浜半島の頸部に美保湾と通じる水道が断続的に形成されていた可能性を示唆している。1600年以降は閉鎖的な環境が急速に進行し、1800年代後半から底生

生物が殆んど生息出来ないほど劣悪な環境となった。中海南部の飯梨川河口付近では1600年以前でも顕著な海水の影響は認められず、現在の中海湖心部のような閉鎖的環境と中海東部のような海水の侵入により底層水の交換がわずかに行われる環境が交互に出現している。この付近は比較的大きな河川である飯梨川や伯太川の流出部にあたることから、淡水の影響が強いものと考えられる。中海南西部は大橋川の流入域にあたり、本庄工区の堰堤工事以前は境水道から反時計まわりに海水が湖心部は侵入してくる水域でもあった。1400年頃にはこのような経路で侵入してくる海水により、現在の境水道におけるような底層水の交換の良い環境が存在していたと推定される。その後、低鹹汽水化の方向にむかい、1700年代後半から1900年代初めにかけてやや鹹度が上がり、底層水の交換もよくなるが、1900年代後半から急速に閉鎖的環境へと変化していったことがわかる。

現在の湖底環境

中海・宍道湖自然史研究会は両湖の湖底地形、底質、底生生物、底層水の調査を行ってきた(中海・宍道湖自然史研究会, 1983, 1984, 1985, 1987など)。それらの結果は三梨・徳岡(1988)にまとめられている。それらのうちから主な事項について紹介する。なお、湖底環境については他に水野ほか(1966, 1969)、小野・小野寺(1976, 1977)、近藤ほか(1986)、正岡・水野(1989)、橋谷ほか(1990)などの報告がある。

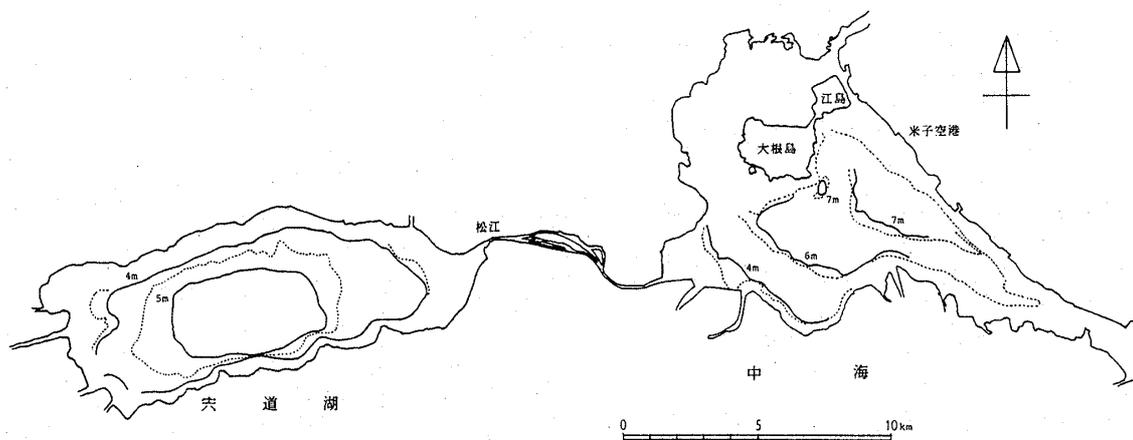
湖底地形

サイドスキャンソナー(EG & G社製)およびアトラスデソ20(クルップ社製)による探査(第3図)から、宍道湖では水深3mまでに最大幅700mまでの湖棚が広

く発達し、狭い湖棚斜面を経て水深4.5~5.5mの湖底平原が広がっている。斐伊川の河口部には湖底三角州が3km沖合いまで確認される。湖の西縁部では浚渫による地形の改変がなされている。1962-63年に測量された国土地理院による1万分の1湖沼図と比較すると、等深線の概形に大きな差異はないが、その位置が変化している(第10図)。5m以深の部分は全体として縮小している。また、5m以浅の等深線が湖西部では全体として約700m東にずれている。これらのことは湖西部でこの25年間に約30cmの埋積があったことを示している。この値は後述するCs年代による堆積速度の推定とも矛盾しない。中海では大橋川河口から北東の弓ヶ浜半島にむけて地形は徐々に深くなり、米子空港沖では水深7.5mを越える。これより北東の空港側で急激に浅くなり、弓ヶ浜砂州へ続く。米子空港沖以外のところでは浚渫による地形の改変がとくに進んでいる。飯梨川河口では約1km沖合いまで湖底三角州が確認される。1962-63年に測量された国土地理院による1万分の1湖沼図と比較すると、浚渫場所以外は等深線の概形に大きな差異はないが、それぞれの等深線の位置は200~400m東へずれている(第10図)。このことは過去25年間に湖底がほぼ一様に6~12cm浅くなったことを示唆する。この値は後述するCs年代から推定される堆積速度ともほぼ一致する。このことから中海では宍道湖に比べて1/3程度の少ない埋積量であることがわかる。

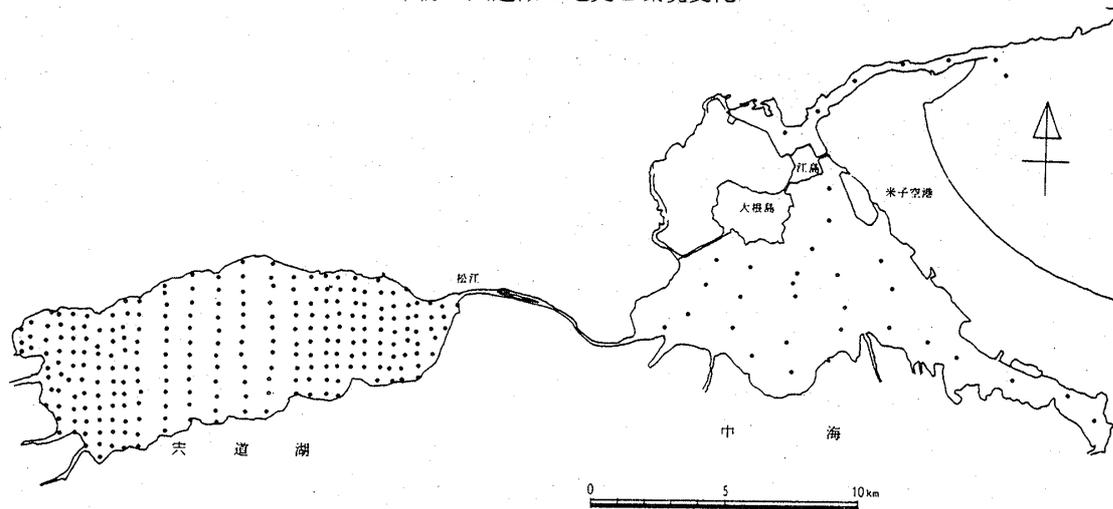
底質・底生生物・底層水

エクマンバージ採泥器(一部スミスマッキンタイヤグラブサンプラー)を用いての採泥とバンドン採水器による底層水の採取を宍道湖248地点、中海27地点(および比較のために境水道5、美保湾2地点)で行った(第

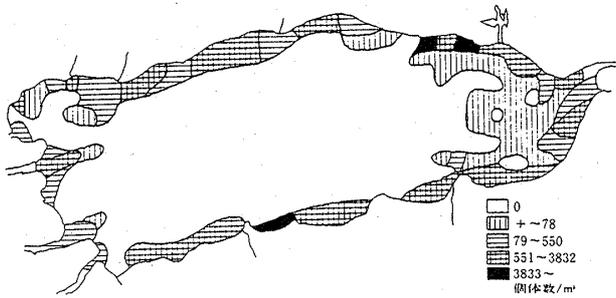


第10図 中海・宍道湖の湖底地形と変化

点線は国土地理院1万分の1湖沼図「中海」、同「宍道湖」(1962-1963測量・発行)による等深線、実線は中海・宍道湖自然史研究会によって1985~1987年に測定されたデータにもとづく等深線。

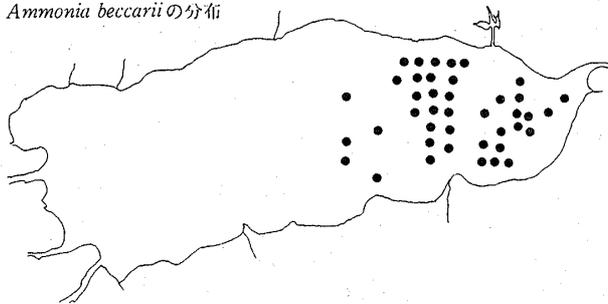


第11図 中海・宍道湖における採泥・採水地点

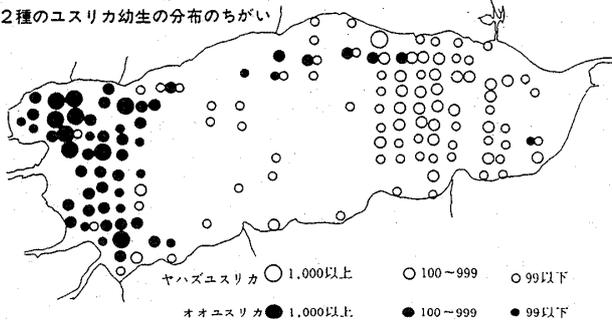


第12図 宍道湖のヤマトジミの分布とその生息密度 (中海・宍道湖自然史研究会, 1985)

Ammonia beccarii の分布



2種のユスリカ幼生の分布のちがい



第13図 宍道湖の底質表層中の有孔虫 *Ammonia beccarii* とユスリカの分布 (中海・宍道湖自然史研究会, 1985; ユスリカの資料は糟谷, 1984による)

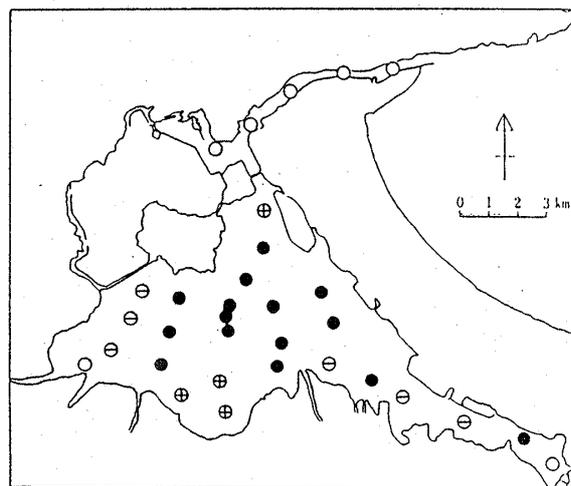
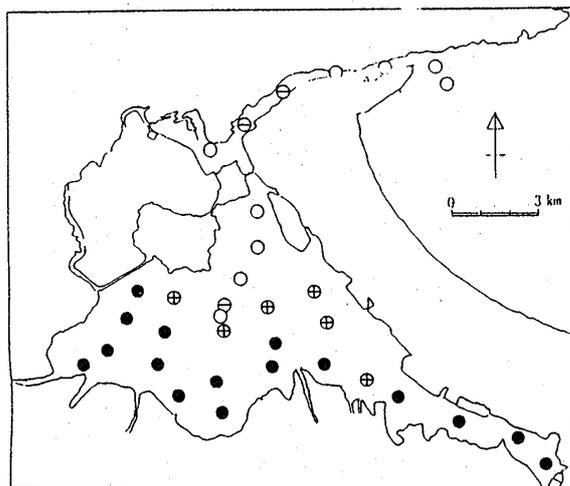
11図). それらの結果の概略を紹介する.

宍道湖の湖棚には粗粒~中粒砂が分布し、湖底斜面から湖底平原部へと次第に粒度を減じ、平原部はシルト~粘土からなる。シルト~粘土の大部分は径0.5~1 mmのペレットとして存在している。強熱減量を求めると、湖棚では10%以下と低く、湖底平原部では10~20%となる。有機物量の分布は地形および粒度組成とよく対応している。ヤマトジミは水深2 m以浅の砂地に多く、多い所では1 m²あたり4000個 (径0.5mm以上の個体数) 以上生息しているが、4 m以深の湖底平原の泥底には生息していない (第12図)。有孔虫の分布は、中海の水塊の侵入の程度を反映しており、東部では中海の群集を代表する *Ammonia beccarii* が集中的に分布している (第13図上)。湖底平原の泥底にはユスリカが優占的に分布するが、湖底中心部ではやや少なく、湖西部ではオオユスリカ、湖東部ではヤハズユスリカが卓越する (第13図下)。底層水の溶存酸素量および塩分濃度の分布のパターンは似た傾向を示し、湖底地形に規制されている。溶存酸素は4.5m以深で殆ど0に近く、また塩分濃度は約7%以上である。このことは汽水湖の特徴である淡水下に塩水が侵入した二層構造をなしていること、また湖底部は無酸素状態にあることを示している。なお、よく知られているように冬期にはこのような二層構造と無酸素の状態は解消される (中海・宍道湖自然史研究会, 1985)。

中海では飯梨川の河口部、弓ヶ浜半島沿岸部および境水道を除いて、含砂率が10%以下の細粒堆積物が卓越し、宍道湖底の堆積物より一般に細粒である (宍道湖: 粘土質シルト, 中海: シルト質粘土)。水質と湖底堆積物は中浦水門を境として大きく異なる。すなわち、湖底堆積物の有機炭素量は中海で3%前後、境水道では1%前後である。C/N比は中海で7.5~8.5、境水道から美

保湾にかけては9~12の値を示す。中海の水塊は宍道湖と同様に夏期には明瞭な二層構造をなす。上層では塩分濃度5~10‰, 水温24~26℃, 溶存酸素量8~10ml/lであるのに対し, 下層ではそれぞれ20~25‰, 21~23℃, 0.5~2ml/lである。上層の温度と溶存酸素量は境水道でも中海水域とはほぼ同じであるが, 塩分濃度は境水道域で徐々に上がり, 美保湾に入ると急に高くなる。下層では塩分濃度と水温が中海と境水道で殆ど変化しない

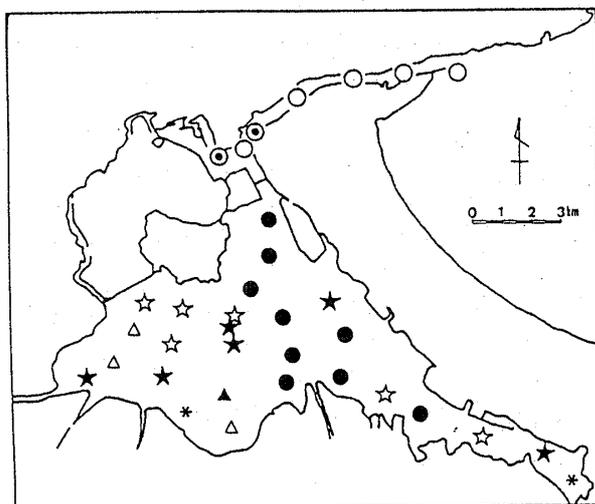
が, 溶存酸素量は境水道では4~8ml/lと上昇する。このような水質・底質環境に支配されて貝, 介形虫, 有孔虫等の底生物の分布も中浦水門付近を境にして明瞭な差が認められる。すなわち, どの生物種も, 境水道域では種の多様度が高く, 個体数も多い群集からなるが, 中海水域では種数が限定される。また, 中海水域の東半部すなわち中浦水門から海水の侵入路にあたる場所では個体数が多い特定の種で占められる傾向があるが, 湖



● >20% ⊕ 10~20% ⊖ 5~10% ○ <5%

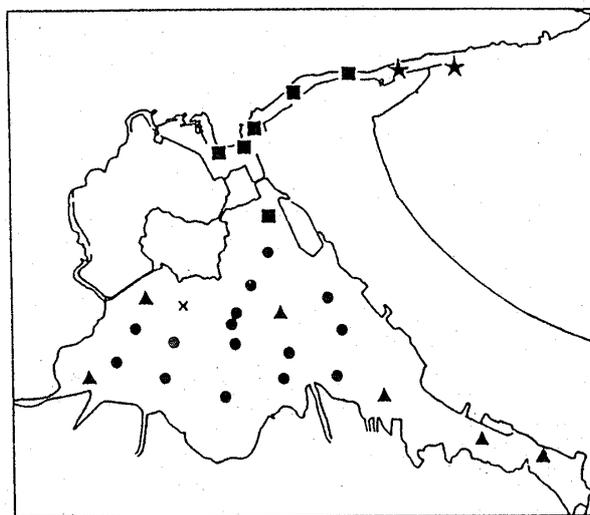
第14図 中海の代表的な有孔虫 *Ammonia beccarii* (左)と *Trochammina hadai* (右)の分布。(両者は量的に相反する産状を示す)。

a. 貝類群集



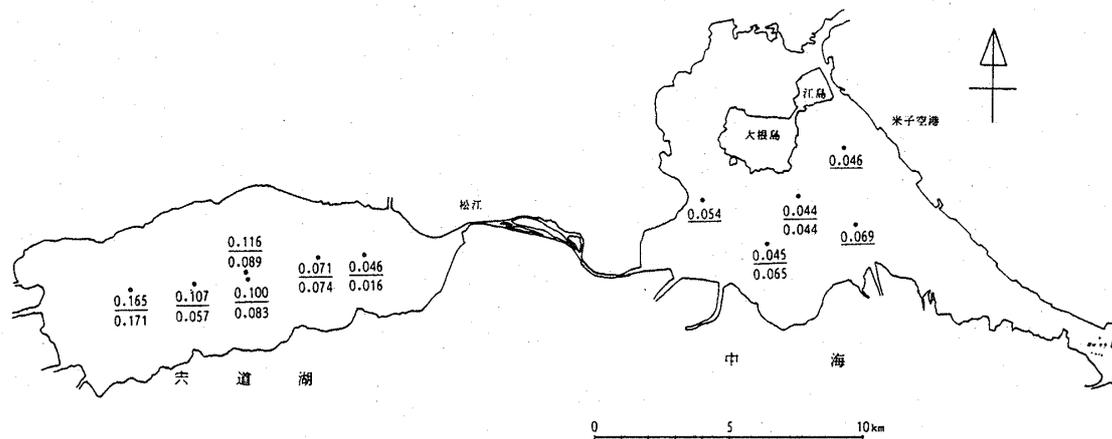
○: チゴトリガイ-ヒメカノコアサリ群集
 ⊙: チゴトリガイ-カワグチツボ群集
 ●: チゴトリガイ-"sp. G-1"群集
 ☆: チゴトリガイ-ホトトギスガイ群集
 ★: シズクガイ-ホトトギスガイ(アサリ)群集
 △: ホトトギスガイ群集
 ▲: シズクガイ群集
 *: その他

b. 介形虫群集



●: *Bicornucythere bisanensis* 群集
 ▲: *Bicornucythere bisanensis* - *Spinileberis acupunctata* 群集
 ×: *Bicornucythere bisanensis* - *Callistocythere alata* - *Spinileberis acupunctata* 群集
 ■: *Bicornucythere bisanensis* - *Pontocythere subjaponica* - *Loxococoncha optima* 群集
 ★: *Loxococoncha aff. sinensis* - *Bicornucythere bisanensis* 群集

第15図 中海・境水道における貝類群集(左)と介形虫群集(右)の分布



第16図 中海・宍道湖における柱状採泥試料の放射年代測定からみた堆積速度
 ^{210}Pb 法 (上段), ^{137}Cs 法 (下段) による堆積速度 ($\text{gr}/\text{cm}^2/\text{y}$)

心や米子湾奥では個体数も少なく、殆ど生物の生息に適さない環境となっている。有孔虫群集についてさらに詳細にみると、たとえば中海の群集を代表する *Ammonia beccarii* と *Trochammina hadai* の2種は後者は量的に湖心部に多く、前者はより淡水の影響を受けやすい南岸部に集中する傾向がみられる (第14図)。貝類群集については、中浦水門を通じて海水の流入経路にあたりと考えられる中海東部と大橋川から淡水が流入する中海西部とでは大きく異なる群集がみられる (第15図)。介形虫については中海東部から湖心部の群集と米子湾や大橋川口付近の群集の構成種に違いがみられる (第15図)。以上のような生物群集の構造および構成種の検討を基礎に過去の詳細な環境を推定する作業が進みつつある (高安ほか, 1989, 1990; 瀬戸ほか, 1990)。

^{210}Pb ・ ^{137}Cs 年代測定と埋積量

^{210}Pb および ^{137}Cs を用いた年代測定法では過去数十年から百数十年間の堆積速度が算出される。中海・宍道湖自然史研究会による一連の調査に基づき松本英二らによる測定がなされている (MATSUMOTO, 1975, 1987; 三梨・徳岡, 1988)。これらをまとめて第16図に示す。宍道湖における堆積速度は西方でよりおおい。中海では地点間でおおきな違いは認められない。両湖を比較すると、中海では宍道湖の1/2~1/3の堆積速度である。これらのことは主に斐伊川水系から供給される碎屑物のかなりの部分が宍道湖で堆積し、残りが中海にまで運びだされてその一部が堆積していることを示している。

^{210}Pb , ^{137}Cs 法および測深データによる宍道湖中央部での埋積量の比較をつぎにしめす。

^{210}Pb 法 0.089~0.165 $\text{gr}/\text{cm}^2/\text{y}$ 過去200年間の平均値

^{137}Cs 法 0.074~0.171 $\text{gr}/\text{cm}^2/\text{y}$ 1963年以降の平均値

測深法 0.14 $\text{gr}/\text{cm}^2/\text{y}$ 1963年および1987年の測深データの比較からみた湖底平原部での平均値

これらの異なった3つの方法で得られた値の間には良い一致があるといつてよい。

つぎに出雲平野東部における埋積量について検討する。出雲平野東部の埋積は西流していた斐伊川が東へ流れを変えた時 (1635あるいは1639年といわれている) にはじまり、それ以降に斐伊川による堆砂で埋め立てが進行していったことが知られている。その当時の湖岸線は平田から斐川町直江の位置にあった (建設省出雲工事事務所, 1964)。いっぽう出雲平野のボーリング資料をまとめてみると、平野の東部ではどこでも平均して厚さ8 mの砂層が中海層の最上部を構成し、斐伊川デルタの東への前進を示している (大西・松田, 1985; 山内ほか, 1988)。これらの資料から計算すると、出雲平野東部における350年間の埋積量は $25,000 \times 10^4 \text{m}^3$ となり、年平均では $70 \times 10^4 \text{m}^3$ となる。また道上ほか (1980) は斐伊川の流砂量と砂防堰堤の埋積量から、斐伊川河口での堆砂量を1935年までは $70 \times 10^4 \text{m}^3/\text{年}$ 、土砂採取規制の進んだ1975年以降は $11 \times 10^4 \text{m}^3/\text{年}$ と推定している。つぎに17世紀以降に中国山地で発達したたたら製鉄法による「鉄穴流し」による流出土砂量について検討する。赤木 (1982) は鉄の生産量の文献学的検討から $18,000 \times 10^4 \text{m}^3$ のマサ土が採取されたと推定している。また貞方 (1982) はマサ土採取後の地形変化の量から $15,000 \times 10^4 \text{m}^3$ の土砂が採取されたと推定している。これらの値を年平均に換算すると $40 \sim 50 \times 10^4 \text{m}^3$ となる。すなわち、いくつかの方法で推定した出雲平野東部における埋積量の間には良い一致がある。なお、宍道湖底における堆積速度を年間の埋積量に換算すると $3 \times 10^4 \text{m}^3/\text{年}$ となり、宍道湖底では河口域の約1/10の埋積量であることがわかる。

まとめと今後の展望

1. 中海・宍道湖自然史研究会は1981年以降、『中海・宍道湖のおいたちになかに現在を位置づけ、未来はどうあるべきかをさぐる』という視点で主に湖底堆積物の研究を行ってきた。本報告はその総括である。
2. ボーリング資料をもとに宍道湖から中海にかけての完新統中海層の地下断面を解析し、主として微化石による地層の対比と環境の変化を論じた。また、宍道湖と中海のほぼ全域で音波探査を行い、湖底下30~50mにわたる良好な反射記録を得、音響層序による第四系の細分とそれらの分布を明らかにした。これらをもとに作成された完新統中海層の基底面高度分布図から、縄文海進以前の古地形の復元を行った。また、約2万年前から明治時代に至る古地理の変遷を8葉の図として示した。これまでの古地理復元との大きなちがいは、縄文海進高潮期においても大社湾から美保湾に連なる宍道水道は存在せず、古宍道湾と古中海湾は狭い陸橋で隔てられていたことである。5,000年前ごろには古宍道湾に流入していた斐伊川による埋積が進み、古宍道湖が誕生した。これは縄文中期の小海退と関連しているかもしれない、その後、弥生の小海退で弓ヶ浜砂州が出現し、中海湾は潟湖化した。1,200年前には海面がやや高くなり、出雲国風土記に描かれた飢宇の入海が出現し、宍道湖にも海水が流入した。
3. 柱状試料には奈良時代以降の環境変遷が記録されている。宍道湖域では海→淡水→汽水への変化が認められる。淡水化の時期は西流して大社湾に注いでいた斐伊川が東へと流れを変えた時期にはほぼ一致する。このことは主に中国山地に興ったたたら製鉄による山地の荒廃による土砂の大量流出が原因で起こった環境変化である。その後の汽水化は、江戸時代末期以降の佐陀川の開削や大橋川の浚渫に関連していると推定される。中海では風土記時代以降、海の状態が続き、弓ヶ浜半島の頸部の美保湾と通じる水道は1600年ごろまで断続的に存在した。その後、閉鎖的環境が急速に進行し、1800年代後半から底生生物が殆ど生息出来ない環境となった。中海南西部では1900年代初めまでは境水道からの海水流入のために底層水の交換の良い環境があったが1900年代後半から急速に閉鎖的環境へと変化した。これらの環境変化は人為的にもたらされたものである。
4. これまでに我々のグループによって行われた両湖の音波探査による湖底地形の解析と宍道湖248地点、中海27地点での採泥を行い、現在の湖底環境を明らかに

した結果の概略を紹介した。湖底の現況把握は環境保全と有効利用のための最も基礎的な資料である。

5. 湖底での平均埋積量を ^{210}Pb 法(過去200年間の平均値)、 ^{137}Cs 法(1963年以降の平均値)および測深法(1963年および1987年の測深データの比較からみた湖底平原部での平均値)で求めた。宍道湖の湖心部では、 $0.1\text{gr}/\text{cm}^2/\text{y}$ 程度である。中海ではいずれの方法によっても宍道湖の約1/3の値である。出雲平野東部での埋積量は、過去350年間のデルタの前進から計算すると年平均で $70 \times 10^4 \text{m}^3$ となる。また、斐伊川の流砂や砂防堰堤の埋積からの堆砂量の計算や「鉄穴流し」による流出土砂量の推定でもこれと大きく異なる値が報告されている。上述の宍道湖底における堆積速度を年間の埋積量に換算すると $3 \times 10^4 \text{m}^3/\text{年}$ となり、宍道湖底では河口域の約1/10の埋積量である。
6. 湖沼の環境保全が叫ばれるなかで、底質や湖の歴史に係わる問題はとかく見過ごされがちである。しかし、湖沼の全体像を把握することなしに湖沼の未来を語ることはできない。このような立場からの研究を深めるとともに、水質浄化に直接かかわる地質学的な課題として、1)いわゆるヘドロの運搬・移動・堆積のメカニズム、2)ヤマトシジミなどの有用生物を利用した物質収支、3)海水導入による環境改善、などの研究がある。とくに、海水導入が水質浄化に効果があることは経験的に知られているが、科学的な検討が必要である。「米子湾への海水の導入」という自然改造案は吟味に価する提案であろう。この実現のためにも、過去にあった同様の自然環境—すなわち風土記時代の飢宇の入海—を復元することは意義がある。
7. Global Change (IGBP) の国際共同研究では「中世の温暖期」からA.D.1600年頃を中心とする「小氷期」を経て現在に至る2000年間の気候変化(海面の変動)が重要課題として位置づけられている。中海・宍道湖の堆積層にはその間の記録が良く保存されている。1200年前の高海面期は中世まで引続くものであり、A.D.1600年以降の宍道湖の淡水化と中海(米子湾)の閉塞化は、人為的な影響が大きいと考えられるが、その背景として小氷期に示される地球規模の変動が影響しているものと考えられる。中海・宍道湖の研究は地球温暖化の将来予測ともかかわっていて重要である。

文 献

- 赤木祥彦, 1982: 中国山地におけるたたら製鉄による地形
 変換土量と鉄生産量(上), (下). 地理科学, 37, 1-24,
 85-102.

- 橋谷 博・奥村 稔・近藤邦男・清家 泰, 1990: 宍道湖・中海の湖底環境. 山陰地域研究 (自然環境), 6, 137-146.
- 古川博恭, 1972: 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究, その1. 地質学論集, 7, 39-59.
- 後藤慎二・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.
- ・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9. 音響探査による中海・宍道湖の第四系 (中海層・安来層・弓ヶ浜層) 基底面高度分布. 島根大学地質学研究報告, 8, 27-31.
- 糟谷真宏, 1984: 昭和58年度島根大学農学部環境保全学科修士論文.
- 建設省出雲工事事務所, 1964: 斐伊川改修四十年史.
- 建設省計画局・鳥取県・島根県, 1967: 中海臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書, 15.
- 近藤邦男・清家 泰・伊達善夫, 1986: 汽水湖中海底質中の重金属および有機物の分布特性. 水質汚濁研究, 9, 215-224.
- 紺田 功・水野篤行, 1987: 宍道湖・斐川平野東部のボーリングコア中の有孔虫群集. 山陰地域研究 (自然環境), 3, 175-185.
- 前本義幸・紺田 功・高安克己, 1989: 中海・宍道湖の自然史研究—その11. 宍道湖湖心部のボーリングコア中の有孔虫群集—. 島根大学地質学研究報告, 9, 51-59.
- 正岡栄治・水野篤行, 1989: 宍道湖・中海及び美保湾底質中の重鉱物分布とその起源について. 平岡環境科学研究所報告, 2, 19-50.
- MATSUMOTO, E. 1975: ^{210}Pb geochronology of sediments from Lake Shinji. *Geochem. J.*, 9, 167-172.
- , 1987: Pb-210 Geochronology of Sediments. *Studies of the San'in region (Natural Environment)*, 3, 187-194.
- 道上正規・鈴木幸一・定道成美, 1980: 斐伊川の土砂収支と河床変動の将来予測. 京大防災研年報, 23, B-2, 493-514.
- 三位秀夫, 1962: 山陰団研の概報. 第四紀, 3, 47-48.
- 三梨 昂・後藤慎二・鈴木徳行・大西郁夫・高安克己・武田伸二・徳岡隆夫・山内靖喜・安間 恵・浅野 宏・金井 豊・井内美郎・水野篤行, 1986: 中海西南部の湖底地形と堆積物 (概報). 山陰地域研究 (自然環境), 2, 71-79.
- ・———・大西郁夫・瀬戸浩二・高安克己・徳岡隆夫・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・井内美郎, 1987: 中海の湖底地形と堆積層 (続報). 山陰地域研究 (自然環境), 3, 167-174.
- ・———・———・高安克己・徳岡隆夫・渡辺正巳・安間 恵・松岡弘和・中原昌樹・水野篤行・井内美郎, 1988: 宍道湖の湖底地形と堆積層. 山陰地域研究 (自然環境), 4, 43-54.
- ・徳岡隆夫, 1988編: 中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス. 島根大学山陰センター, 115p.
- 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 ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代. 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (53). 地学団体研究会, 98-100.
- ・———・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.
- ・関根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公児・小野美代子, 1969: 中海・宍道湖のU分布, とくに沈積環境との関係 (予報). 地質調査所報告, 232, 317-352.
- ・角 靖夫・鈴木尉元, 1966: 宍道湖の堆積環境と底棲動物群集についての予察的研究. 地質調査所報告, 214, 1-26.
- 中海・宍道湖自然史研究会, 1982: 中海・宍道湖の自然史研究—その1. 予察的柱状採泥の結果について—. 島根大学地質学研究報告, 1, 29-46.
- , 1983: 中海・宍道湖の自然史研究—その2. 宍道湖の底質・底層水および底生動物—. 島根大学地質学研究報告, 2, 79-89.
- ・木下泰正・井内美郎, 1984: 中海・宍道湖の自然史研究—その3. サイドスキャンソナーとアトラスデソ20による宍道湖底の音波探査—. 島根大学地質学研究報告, 3, 167-170.
- , 1985: 中海・宍道湖の自然史研究—その4. アトラスデソ20による宍道湖底の音波探査—. 付宍道湖底状況図の作成. 島根大学地質学研究報告, 4, 127-132.
- ・松本英二・井内美郎・水野篤行, 1986: 中海・宍道湖の自然史研究—その5. 宍道湖における1985年度柱状採泥—. 島根大学地質学研究報告, 5, 11-18.
- ・———・———・鹿島 薫, 1987: 中海・宍道湖の自然史研究—その6. 中海における1986年度柱状採泥と湖底表層堆積物中の有孔虫. 珪藻群集 (予報) —. 島根大学地質学研究報告, 6, 61-84.
- 大西郁夫, 1977: 出雲海岸平野下第四紀堆積物の花粉分析. 地質雑, 83, 603-616.
- , 1979: 出雲海岸平野の第四系. 島根大理紀要, 13, 131-144.

- 大西郁夫, 1980: 斐伊川川口ボーリングコアの花粉分析. 国営斐伊川下流土地改良事業計画添付資料, V. 地質編, 57-71, 中国四国農政局.
- , 1985: 中海・宍道湖底およびその周辺地域の最上部完新統の花粉分析. 島根大学地質学研究報告, 4, 115-126.
- , 1986: 中海・宍道湖湖底表層コアの花粉分帯と環境変遷. 山陰地域研究 (自然環境), 2, 81-89.
- , 1988: 中国地方の第四紀層. 地質学論集, 30, 127-144.
- ・干場英樹・中谷紀子, 1990: 宍道湖湖底下完新統の花粉群. 島根大学地質学研究報告, 9 (投稿中).
- ・松田志朗, 1985: 出雲海岸平野下の第四紀堆積物. 山陰地域研究 (自然環境), 1, 51-66.
- 小野美代子・小野寺公児, 1976: 宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について. 地質調査所月報, 27, 535-553.
- ・———, 1977: 宍道湖・中海の堆積物中の窒素およびC/N比分布について. 地質調査所月報, 28, 431-444.
- 大嶋和雄, 1980: 海峡地形に記された海水準変動の記録. 第四紀研究, 19, 23-37.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広, 1982: 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題 - Atlas of Holocene sea-level records in Japan を資料として -. 第四紀研究, 21, 133-143.
- ・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.
- 貞方 昇, 1982: 斐伊川流域における鉄穴流しによる地形変化. 地理学評論, 55, 690-706.
- 山陰第四紀研究グループ, 1969: 山陰海岸地域の第四系. 日本の第四系, 地団研専報, 15, 355-376.
- 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12. 中海南東部の柱状試料中の有孔虫群集とその変遷 -. 島根大学地質研報, 9, (投稿中).
- 島根大学地域分析研究会, 1982: 飢字の入海 - 中海とその干拓淡水化をめぐる -. たたら書房, 211p.
- 島根県地質図説明書編集委員会, 1985: 島根県の地質. 646.
- 高安克己・小野俊彦・住田耕一, 1989: 中海・宍道湖の自然史研究 - その10. 中海底質中の貝類遺骸群集とその変遷 -. 島根大学地質学研究報告, 8, 23-50.
- ・植田和昭・太田久子, 1990: 中海・宍道湖の自然史研究 - その11. 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, (投稿中).
- 富田 達・酒井栄吾, 1937: 布志名及び来待地方の地質. 地質雑, 44, 482-483.
- 渡辺正己・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採泥試料の花粉分析 -. 島根大学地質学研究報告, 7, 25-32.
- 山内靖喜・稲原克哉・大西郁夫, 1988: 出雲平野地下の第四系とその基底面の構造. 島根大地質研報, 7, 5-12.

(要 旨)

徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂, 1990: 中海・宍道湖の地史と環境変化, 地質学論集, 36, 15-34. (TOKUOKA, T., ONISHI, I., TAKAYASU, K. and MITSUNASHI, T., 1990: Natural History and Environmental Changes of Lakes Nakumi and Shinji, *Mem. Geol. Soc. Japan*, 36, 15-34.)

中海・宍道湖の自然史を, 8葉の古地理図として示した. 完新統堆積前には西の大社湾に注ぐ古宍道川と東の美保湾に注ぐ二つの水系が存在した. 縄文海進はこれらの二つの水系にそってすすみ, 古宍道湾と古中海湾が形成された. 縄文海進高潮期には古宍道湾の中央部が埋め立てられ, 東の水域は古宍道湖となり, やがて西の中海湾へと排水するようになり, 現在の中海・宍道湖の原型ができあがった. 宍道湖ではA.D.1600年頃を境としてそれまでの汽水環境から淡水環境へと変わった. 中海では環境変化が複雑だが, 米子湾でみるとA.D.1600年頃までは出雲国風土記にも示されている夜見島の南に美保湾に通じる水道が断続的に存在したが, その後は閉鎖的環境が急速に進んだ. これらの環境変化は中国山地の人為的な荒廃による土砂の大量流出によって起こったが, 中世の温暖期をへて, A.D.1600年頃を中心とする寒冷期にいたる地球規模の環境変化が背景となっているものと考えられる. ^{210}Pb , ^{137}Cs 年代測定および過去25年間の地形変化からそれぞれ求められた宍道湖での埋積量は約 $0.1/\text{gr}/\text{cm}^2$ 程度であり, 中海ではその1/3と見積もられる.