海跡湖の歴史－１

3 中海・宍道湖

高安克己＝島根大学汽水域研究センター教授
徳岡隆夫＝島根大学汽水域研究センター長（理学部教授）

①はじめに

日本最大の汽水域

山陰のほぼ中央部に突出する島根半島と，中国山地のなだらかな山なみに抱かれて，中海から宍道湖に連なる狭長な湖沼地帯がある．中海の湖水面積は86.8㎢，宍道湖は79.2㎢で，それぞれわが国第５位，第７位の広さを誇っている（平成５年度版「理科年表」による）．

両湖を含むこの一帯は，一級河川斐伊川（みいがわ）の河口域を構成している．幅約4㎞，長さ約17㎞の長大な弓ヶ浜砂州（弓ヶ浜半島）に抱かれた中海は，砂洲の先端と島根半島の間にある幅僅か200～400m，長さ約７㎞の境水道で日本海に通じている．中海はまた，長さ８㎞たらずの大橋川で宍道湖と結ばれており，この湖に海水の出入りを可能にしている．海水と淡水が入り交じる汽水湖は一般に水深が浅く，人間活動が最も活発な沖積平野に隣接していることから，その多くが，淡水化されたり干拓されたりしてきた．その中で，中海・宍道湖を合わせもつこの地域は，わが国に残された最大の汽水保有域となっている．

中海･宍道湖は,他の多くの汽水湖と同様に，成因的には海跡湖に含められている．海跡湖は，後氷期の海水面変動に支配されてできた湖である．湖面の位置が常にほぼ海水面の位置にあるために，微妙な海水面の動きが周辺の地形を変え，湖の環境を大きく変化させてきたことは想像に難くない．

中海・宍道湖と人間生活

今から約1,200年前に編纂された『出雲国風土記』によれば，中海と日本海を分ける弓ヶ浜半島は「夜見嶋」とよばれる砂の島であった．両湖とも現在より海水の出入りが自由な「入海」であり，中海にはイルカやサメが泳ぎ，宍道湖でもクロダイや海藻のミルがとれたという．この時代は，いわゆる中世の温暖期の始まりにあたり，温暖化にともなう微妙な海面上昇が，このような光景を生みだしたとも考えられる．

現在は宍道湖に流入している斐伊川は，風土紀時代には「出雲の大川」とよばれ，出雲平野を西流して大社湾に注いでいた．斐伊川が東流して現在の流路をとるようになったのは，江戸時代初期の西暦1635年（または1639年）といわれている．斐伊川の東流という事件には，当時，上流地域で製鉄産業が急速に発展してきたという社会的背景が少なからず関わっていた．製鉄原料の砂鉄を採取するため，風化した花崗岩の山が大規模に切り崩された．また炉の燃料としての炭をつくるため，森林の広域的な伐採が進んだ．こうして山野は荒廃し，大量の土砂を含んだ斐伊川の水は平野部で頻繁に洪水を引き起こし，やがて流路の大転換が行われるまでになった．

中海・宍道湖が，斐伊川と一連の水系に組み込まれて以後，周辺住民と湖とのかかわりはいっそう強くなってきた．斐伊川の堆積作用を利用して計画的に新田を開発しようとした「川違え」事業，洪水防止のための浚渫などの諸策，農地と農業用水確保のための干拓・淡水化事業，或いは逆に汽水域特有の水産資源の確保など，さまざまな計画が実施されてきた．それはまた，人間の自然に対する働きかけと，それに対する自然の反応の歴史でもあった（表2）．

湖底堆積物に残されているさまざまな記録を地質学的方法を用いて解読することにより，湖やその周辺地域の環境変遷を知ることができる．本来，ゆっくりと進行してきた自然の営みが，人間の働きかけが強まるにしたがってどのように反応するようになったか，という点について具体的に解明することは，これからの自然利用や環境の管理にとっておおいに参考になるものと思われる．ここでは，筆者ら島根大学のスタッフや学生が，関係諸機関の協力を得て行ってきた中海・宍道湖の自然史解明に関する研究を紹介する．

②中海・宍道湖の概要

周辺の地形と地質

東方の美保湾から中海，宍道湖，出雲平野を経て西方の大社湾に至る低地帯の北側には，島根半島の山なみが連なっている．この山地は，新第三紀中新世の前期から中期にかけての火山岩瀬や堆積岩瀬からなり，３列の雁行状の山塊から構成されている．『出雲国風土記』の中の有名な「国引き」のくだりでは，これらの山塊（風土紀では4つの地塊とされている）は他国から引き寄せられたことになっており，そのときに使った綱にたとえられたのが，「夜見嶋」（弓ヶ浜）であり，「薗長濱」（出雲砂丘）であった．ちなみに，それぞれの綱を繋ぎ止めておいた杭は，大山と三瓶山とされていた．

さて，島根半島の３つの山塊のうち出雲平野北方の山塊は，出雲平野側に衝上しているといわれ，これを大社衝上断層と呼んでいる．また，この山塊と宍道湖北方に連なる山塊との間には向斜軸があり，その東への延長線上に宍道湖が位置する．さらに，宍道湖北方の山塊と中海北方の山塊との間は宍道断層と呼ばれる断層帯であり，一部で活断層の証拠があるという（図1）．

一方，低地帯の南縁にも，主に中期中新世の堆積岩瀬からなる丘陵地帯があり，地層はほぼ一様に北方の低地側に緩く傾いている．つまり，中海から宍道湖・出雲平野に至る一帯は，かって言われていたような地溝帯ではないにしても，断層や褶曲運動の結果形成された沈降帯としての性格を持っている．中新世末期には，沈降帯の中ほどやや東寄りに嵩山（だけさん）の安山岩火山活動が起こっている．この結果生じた山体は，後述するように，沈降帯を東西に分ける高まりとして，中海・宍道湖の形成にも大きく関わることになる．

上述したような沈降運動を反映しているものと思われるが，弟四紀の段丘の発達もあまり良くない．とくに，海成段丘は地表には全く露出せず，海成層は平野や湖底下に埋没している．図２は，ボーリングで明らかにされた中海・宍道湖湖底下の第四系断面図である．ここでは，いわゆる下末吉期海成層である弓ヶ浜層のつくる埋没段丘面が，現海面下約25mのところに見られる．弓ヶ浜層を不整合でおおう安来層は最終氷期の非海成堆積物で，地表にもわずかに分布しているが，その大部

図1―中海・宍道湖周辺の第四紀地質図（中新統の主な地質構造を含む）

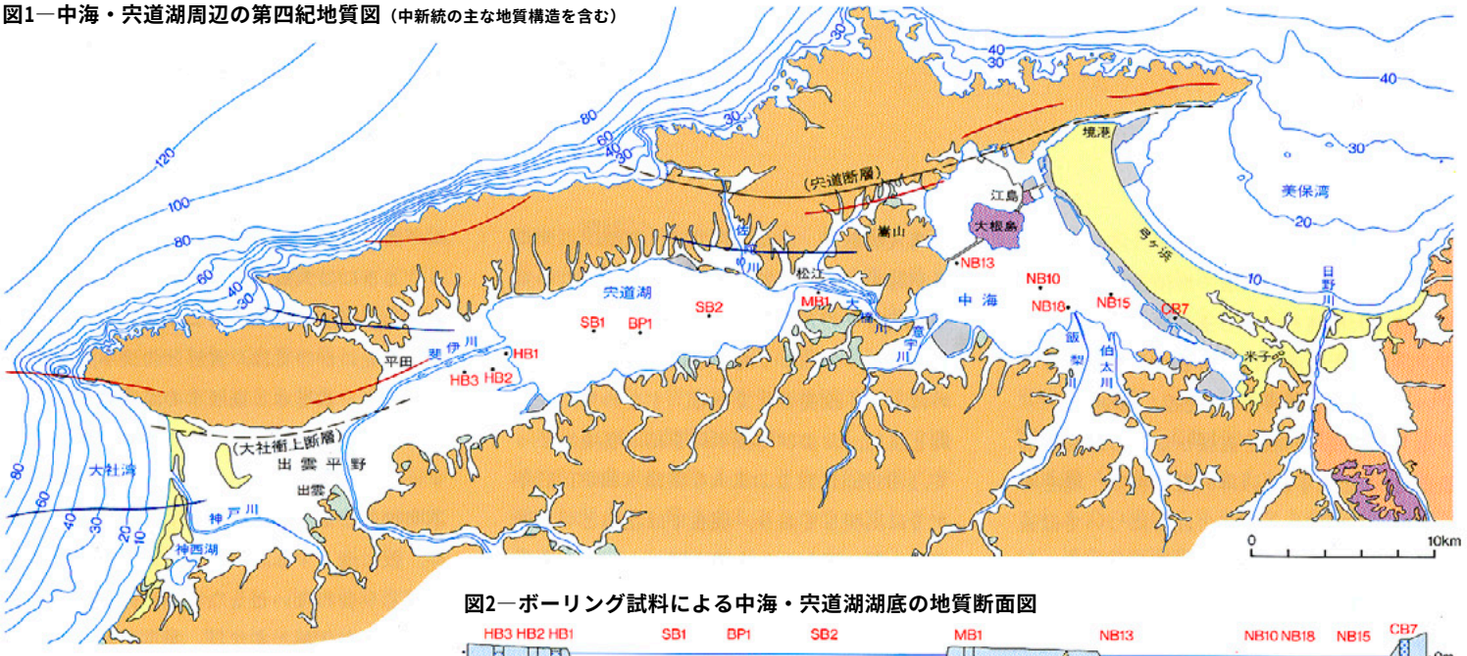


図2―ボーリング試料による中海・宍道湖湖底の地質断面図

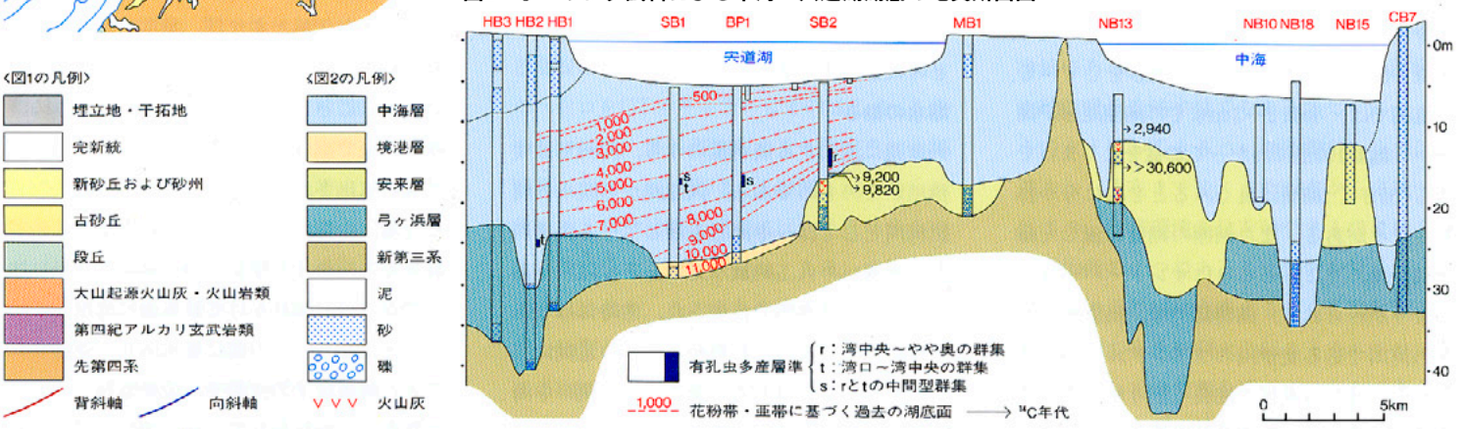


図3―宍道湖の湖底地形分類図

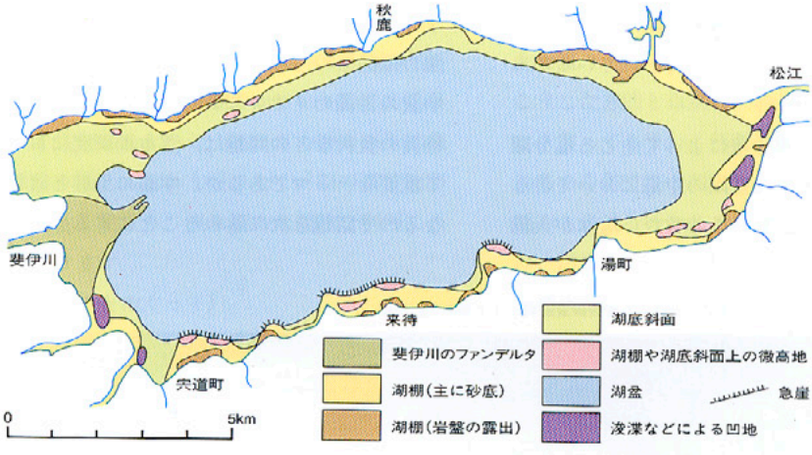


表1―中海・宍道湖湖底の地層区分と音響層序

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
第四紀	完新世	中海層	S1 (S1'・S1"?)	透明で白くヌケる	A1 A2 A3・A4・A5?	透明で白くヌケる
第四紀	更新世	境港層	?		?	
第四紀	更新世	安来層	S2a	濃い不規則な反射面	B1	濃い不規則な反射面
第四紀	更新世	安来層	S2b	濃い平行な模様	B2	濃い平行な模様
第四紀	更新世	安来層	S2c	不規則な反射面	B2	濃い平行な模様
第四紀	更新世	大根島玄武岩			C	細かく不規則な模様
第四紀	更新世	弓ヶ浜層	?		? B3 B4	透明で白くネケる 弱くやや不規則
新第三紀		基盤岩類	T	層状構造を示す濃い反射面	D1 D2	縞状の層状構造 一面の濃い反射面

表2―中海・宍道湖と人間のかかわり

約2400年前：弥生時代の冷涼期，海底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．古宍道湖にも海水が流入して畝宇（ぼう）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，宍道湖は淡水化した．中海側ではこの頃までに弓ヶ浜砂州が完成し，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こり，国への陳情がなされた．

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なる．

1987：淡水化工事ほぼ完成．淡水化の試行をめぐって議論が盛んになる．

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，浄化対策が議務づけられる．

表3―中海・宍道湖に関する基礎データ

		中海	宍道湖
面積		86.8km²	79.2km²
水面高度		0.2m	0.3m
周囲長		169km	48km
最大水深(注)		8.4m	5.7m
平均水深		5.4m	4.5m
貯水量		$36\times10^7m^3$	$34.4\times10^7m^3$
淡水流入量		$22.7\times10^8m^3/y$	$15.5\times10^8m^3/y$
塩分濃度(湖中央)	表層水	16.0‰	1.8‰
	底層水	25～30‰	1.8～9‰

注：浚渫地は含まない

分は図に示すように湖底下で埋没段丘を形成している．なお弓ヶ浜層の堆積後，安来層の堆積前に大根島をつくる玄武岩が噴出しているが，この火山活動はもっと古くから始まっている，との意見もある（渡辺，1988）．

中海・宍道湖の形成と直接かかわる最終氷期最盛期（約2万年前)以降の堆積物は，境港層と中海層と呼ばれるが，これらについては後で詳しく述べることにする．

中海・宍道湖の湖底地形

表3に示すように，両湖とも水面高度は低く，水深も浅くて,海跡湖特有の地形をしている．宍道湖では，水深2～3mまでの湖棚地形が湖岸から幅数100mにわたって湖盆をとりまいている（図3）．湖棚は良くみると2段に分かれるところがある．また湖棚の湖盆に面した縁辺部では，ところどころにサンド・バー状の高まりがみられる．湖西部では，出雲地方最大の河川である斐伊川のファンデルタが発達し,その先端は湖盆に細長く張り出している．湖盆は，浚渫域を除けば水深4～5mの極めて平坦な地形をしており，湖東部では湖心に向かって緩く傾斜している．

中海では，湖棚地形は南岸の一部を除いてあまり明瞭ではない．湖底は平坦で東方に向かって緩く傾き，弓ヶ浜砂洲によって仕切られている．湖の南東部には，入り組んだ湖岸線と弓ヶ浜砂洲によって画された米子湾の奥深い湾入がある．また南岸では，飯梨川（いいなしがわ）のデルタが湖心に向かって突出している．湖の中央やや北寄りのところには,低平な大根島（だいこんじま）と江島があり，これより北の水域は干拓計画のために大きく改変されている．すなわち，大根島と江島，および島根半島を結ぶ堰堤によって，1,689haにおよぶ広大な閉鎖水域が1981年までに出現しており，現在では江島と弓ヶ浜半島の間に築かれた中浦水門によってのみ中海と境水道とが連絡している．宍道湖に比べると浚渫地域が多く，沿岸の干拓や埋立てなどの人工改変が進んでいる．

湖水の動き

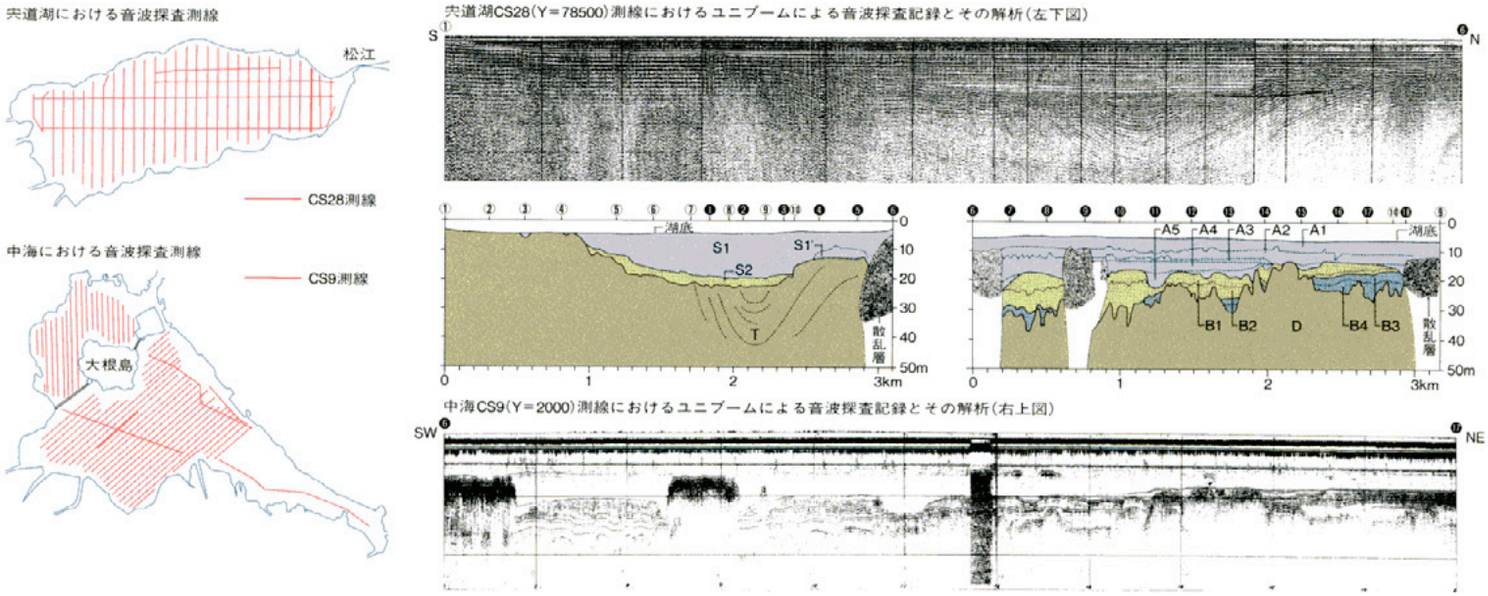
宍道湖に流入する淡水量のうち，約80%は斐伊川からのものである．宍道湖から淡水の流出河川としては，中海と連絡している大橋川と日本海への人工的放水路である佐陀（さだ）川があるが，後者は水門で仕切られ，常時はほとんど機能していない．したがって，宍道湖に流入した河川水のほとんど全てが下流側の中海に流出していくことになり，その量は中海に流入する淡水量の約70%にのぼる．一方，中海からの淡水の流出と海水の出入りは，境水道から中浦水門を経由して行われているのみである．

塩水と淡水の比重の差によって生じる塩分躍層の出現は，とくに夏期の中海において著しく，塩分濃度が25‰以上の重たい塩水が大橋川の出口付近まで底層を楔状に張り出してくる．ときには大橋川をつたわって宍道湖にも流入し，湖盆に塩水の溜まりができる．冬季から春先にかけては，雪解けの淡水流入量が多いこと，表層水と底層水の温度差が小さくなること，風浪による湖水の攪拌が起こりやすいこと，などの理由から湖水の二層構造は不明瞭になる．

今，仮に流入する淡水と侵入してくる塩水とが混じり合わないとした場合，宍道湖の平均塩分濃度を３‰とすれば，湖水中の淡水平均含有率は約91%となり，$34.4\times10^7m^3$の淡水が含まれることになる．これを１日当たりの淡水流入量で割れば，淡水の湖水における滞留日数が算出され，それは宍道湖の場合約74日になる．中海の場合も同様に計算すると約32日になる．つまり斐伊川が宍道湖の西岸に注いでから,約100日かけて日本海に流出していることになり，この間に集水域から運搬されてきた砕屑粒子の沈殿や，栄養塩類の湖水への負荷などが行われている．河口に形成されたこれらの湖は，淡水や砕屑物運搬のバッファー的役割を演じていると同時に，湖水の汚濁の原因もつくっている，といえよう．

水質の汚濁のメカニズム解明や底泥への汚濁物質の負荷などの問題は，汽水湖研究において重要なテーマであるが，本論の主旨とは異なるので話題を次に進めることにする．

図4―中海・宍道湖における音波探査測線と代表的な音波探査記録



③中海層の基盤

音波探査記録

最終氷期の低海面期に浸食された谷が，その後の海進期堆積物によって埋積されたところが海岸部の沖積平野で，埋積が周辺より遅れたためにできた閉じた水域が海跡湖である．中海・宍道湖の場合，この海跡湖形成に直接関わりのあった地層を中海層とよんでいる．中海層の厚さや地下での分布，層相の変化，そこに含まれる化石などは，中海・宍道湖の形成史を解明するための重要なデータを提供している．

中海・宍道湖では，湖底下の堆積物の構造を明らかにするために，ほぼ全域にわたってユニブーム（EG&G社）などによる音波探査が行われている（図4）．地層中のガスに起因すると思われる音響散乱層によって記録がとれないところもあるが，それ以外のところでは非常によい記録が得られ，これによって地下40m程度までの構造を知ることができる．さらに，すでに紹介した湖底や平野部でのボーリングによる資料をも考慮して，中海層が堆積する以前の詳しい谷地形が復元されている．

中海層堆積以前の古地形

図５は，約１万年前の出雲地方の谷の状況を示したものである．これからわかるように，宍道湖と中海の形成は，嵩山の安山岩の山体を境にして，本来は別々の谷地形から出発している．すなわち，宍道湖の下には松江市東部から現在の大社湾方面へ続く谷が認められる．われわれはこれを「古宍道川」と呼んでいるが，ボーリング資料から，その中流部には小さな淡水の池があったと推定されている．一方，中海では飯梨川や意宇川（いうがわ）から現在の美保湾方面に延びる谷がみとめられる．この谷は，現在の米子空港付近の地下35mあたりで，当時の日本海に注いでいたものと考えられる．ボーリングによって確認された当時の海成層は境港層と呼ばれている．

④後氷期の海進

中海層の堆積

前述した谷地形に沿って侵入した海水は，東と西から奥行きの深い入り江を形成した．東方の入り江は「古中海湾」，西方の入り江は「古宍道湾」と呼ばれる，それらの入り江に堆積した地層が中海層である．中海層の下部～中部層は一般に泥質の堆積物であるが，出雲平野の地下では，かっての斐伊川や神戸川（かんどがわ）の三角州堆積物がしばしば挟まれる．また現在も堆積中の宍道湖や中海湖底を除けば，中海層の上部層には粗粒堆積物が発達し，埋積がほぼ終了したことを示している，美保湾や大社湾に沿った海岸部では，下部から連続的に砂層が堆積しているところがある．このような場所では，海進初期から，少なくとも海面下では沿岸洲の形成が進行していたことを暗示している．

中海層の堆積速度

宍道湖底および斐伊川河口部で掘られたボーリング試料の花粉分析から，大西（1993）は，表2・1（本誌8ページ）に示すような花粉分帯を提唱している．また，同じコアから報告されている^{14}C年代や，周辺の遺跡の各種資料を考慮して，各花粉帯の年代を推定している．図２の地質断面図に示したように，宍道湖底の中海層については花粉分析に基づく年代目盛りが打たれている．これによれば，宍道湖における中海層中・下部の堆積速度は，西にあるコアほど速く，約10,000～2,000年前までの間SB1では約2.3mm/ｙ，BP1では約2mm/ｙで一定である．最も東にあるSB2コアでは10,000～5,000年前では約0.9mm/ｙと遅いが，5,000～2,000年前では約2.0mm/ｙになる（これらの値は試料が堆積後の圧密を受けているため，そのままでは後述するような底質表層部のコアから算出した堆積速度との比較はできない）．

「古宍道湖湾」

当時，中海の方が宍道湖の堆積速度より速かった理由については，まだ十分に検討されてはいない．しかし後述するように，現在では宍道湖よりも中海の方が堆積速度が明らかに遅いことを考慮すると，当時は，両水域の地理的・水理的状況が互いにかなり異なってい

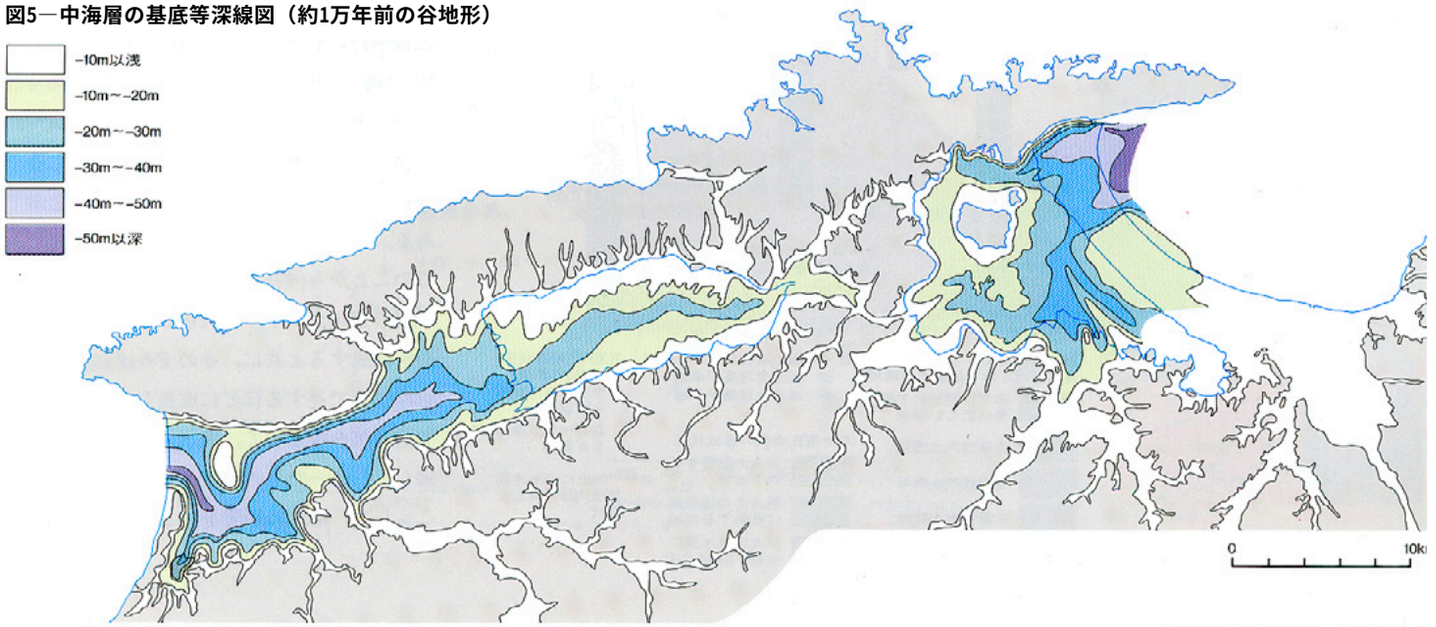



図5―中海層の基底等深線図（約1万年前の谷地形）