

浜名湖の生い立ち

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-05-23 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 池谷, 仙之 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025126

浜名湖の生い立ち*

池 谷 仙 之**

はじめに

浜名湖は古くから「湖」と呼ばれているが、確かに過去には淡水の内陸湖だった時代があった。しかし、現在の浜名湖は遠州灘から外洋水が流入する典型的な内湾の様相を呈している。この「湖」はどのようにして、いつごろ生まれたのだろうか。そして、どのような変遷を経て今日に至ったのだろうか。この「生い立ち」の原風景を復元してみたい。「原風景の復元」とは、われわれが「その時」「そこに」居合わせたとしたら、どのような風景を見ながらどのような事変を体験したのか、過去にタイムスリップしてみることである。

1. 浜名湖周辺の自然史

中生代の頃 (1 - 2 億年前) : 浜名湖の北部には浸食の進んだ晩壮年 - 老年期を示す標高 300 - 400 m の低い山地が連なっている。この山地を構成する地層は主としてジュラ紀に形成された「付加帯」の堆積物からなる。付加帯の堆積物には古生代を示す地層も散在するが、この地域の地史はジュラ紀からはじまるといえる。その後は白亜紀の浅海性堆積物が一部に見られるほか、それ以降の地層の記録は残されていない。これらの地層は湖の北岸まで分布し、湖岸に沿って岩礁地を形成しながら湖底に没し、浜名湖の基盤となっている (ボーリング地点 H-3 の湖底下約 50 m で確認された)。

後期更新世の頃 (6 - 12 万年前) : 浜名湖の東部に広がる台地の 10 数 m 下位には「古浜名湾」(図 1 a) に堆積した内湾性の泥質堆積物からなる「浜松累層」(厚さ 25 m 以上) が、また西部の台地下にも海浜の砂礫、内湾のシルト、河川の礫からなる「渥美累層」(厚さ 80 m 以上) が分布する。「下末吉海進期」(約 10 - 15 万年前) に対比されるこれらの地層中には内湾性の有孔虫や汽水域に生息するシジミの化石が含まれている。この頃、現在の浜名湖一帯は浅く広がった「古浜名湾」の中央部にあった。そして、湾岸に広がる低湿地ではナウマン象が草を食み、水辺には体長 3 m ものワニが生息していた。

最終氷期の頃 (1 - 2 万年前) : 浜名湖の東部に広がる小高い丘と平坦な台地は、海水準が 100 数 10 m も低下した最終氷期 (ヴェルム氷期) に「古天竜川 (図 1 b) が供給した粗粒の河川堆積物からなる扇状地と氾濫原 (三方原礫層) (厚さ 20 m 以上) である。当時の海岸線は現在よりも 10 数 km 沖合にあったと推定される。この頃、現在の浜名湖付近にはいくつかの支流をもった「古浜名川」(図 1 b) が流れていた。この川筋が現在の浜名湖の原型をつくったと考えられる。ちょうど右手を開いたような形をした浜名湖とその 5 本の指にあたる部分の支湖はまさに「古浜名川」の名残といえる。当時、

* 年会 (1999 年 11 月 21 日) での講演を収録したものである。

** 静岡大学理学部

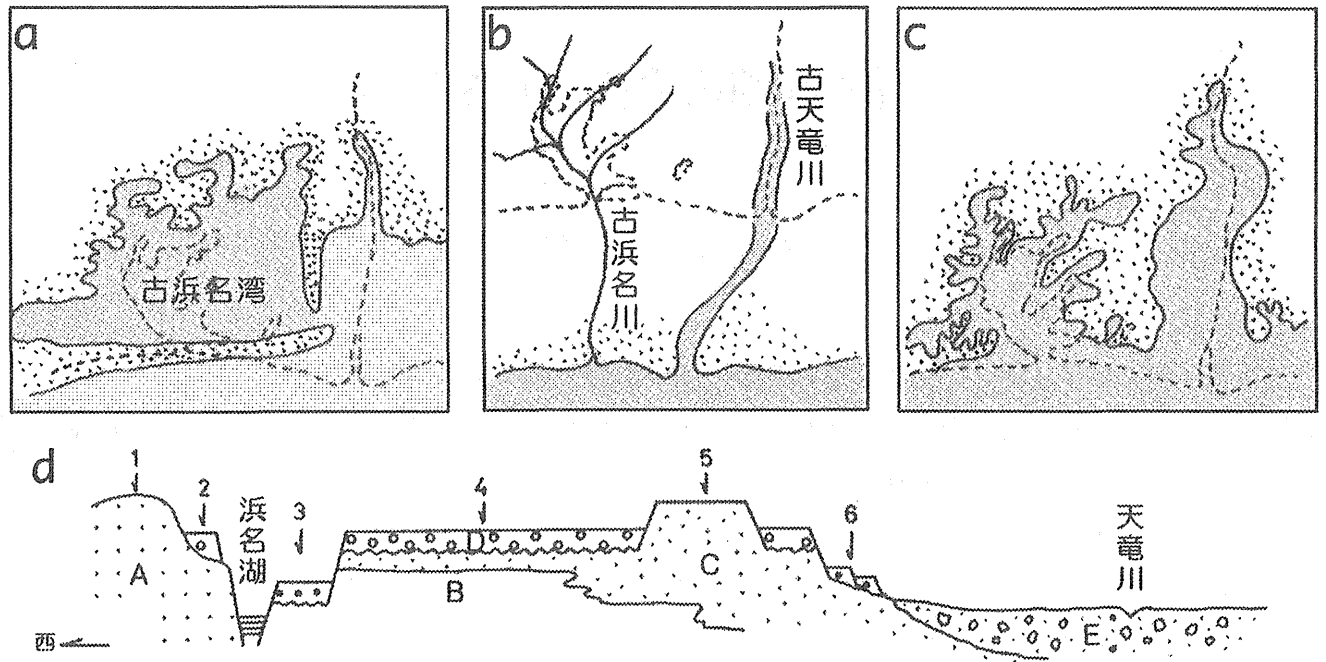


図1. 浜名湖周辺の古地理と東西地質断面

a : リス・ヴュルム間氷期 (約6-12万年前頃), b : ヴュルム氷期 (約2万年前頃), c : 後氷期 (約5千年前頃), d : 浜名湖地域の東西地形模式断面 (1 : 西浜名丘陵, 2 : 新所原段丘, 3 : 西気賀段丘, 4 : 三方原台地, 5 : 東鴨江台地, 6 : 尾野口段丘, A : 渥美累層, B : 浜松累層, C : 東鴨江累層, D : 三方原礫層, E : 沖積層)。

この付近一帯は厚い河川礫におおわれたが、「古浜名川」はそれらの堆積物を削りながら遠州灘に注いでいた。気候が寒冷化し始めた頃、「古浜名川」上流の石灰岩の洞窟には「三ヶ日人」や「浜北人」が住みつき、ナウマン像に代わってあらわれたアオモリ像やオオツノジカなどを追いかけていた。オオカミやトラも生息していたことが化石記録から知られている。

後氷期になって(1万年前以降)：最終氷期が終わり地球全体が温暖化に向かうと、海水準は急激に上昇しはじめ(図7)、それまでに浸食された谷筋に向かって海が侵入してきた。その頃の浜名湖はまだいくつかの谷の合流部にあたり、その河口部に海水が進入していた程度であった。

1) 10,000年前頃：海はさらに谷の上流部まで侵入し、現在の浜名湖の中心部あたりまで達した。この頃、浜名湖は小さな湾として誕生した(図2 A)。この湾は湾口が広く、外洋水が豊富に流入したと思われるが、-40 m という当時の海水準と堆積面高度から推定して、水深は湾奥で2-3 m、湾口部で12-13 m と浅かった。そのために、湾奥部にはすでに内湾的な環境が形成されていたと考えられる。9,000年前頃になると、外洋水の流入が増加して湾域が奥部まで拡大していった。この時期には、現在の湖北や支湖はまだ陸域にあって、湾内に流入する河川の河底であったと考えられる。

2) 9,000年前頃：海水準の急速な上昇に伴って浜名湖は一層拡大し、流入河川沿いに海岸線は内陸部深く(標高5 m 付近)まで侵入した。湾の形状は複雑となり、湾口も広く大平洋沿いに開いていた。その結果、湾内に外洋水が大量に流入し、同時に沿岸より多量の粗粒堆積物が湾内に運搬され、海生の生物も湾内の奥深くまで侵入してきた。この時期の後半、約7,000年前頃には湾央付近まで砂質堆積物が厚く堆積した。そのため海水準が上昇したにもかかわらず、湾奥部では低塩分性の生物群が卓越する内湾環境が作られた。

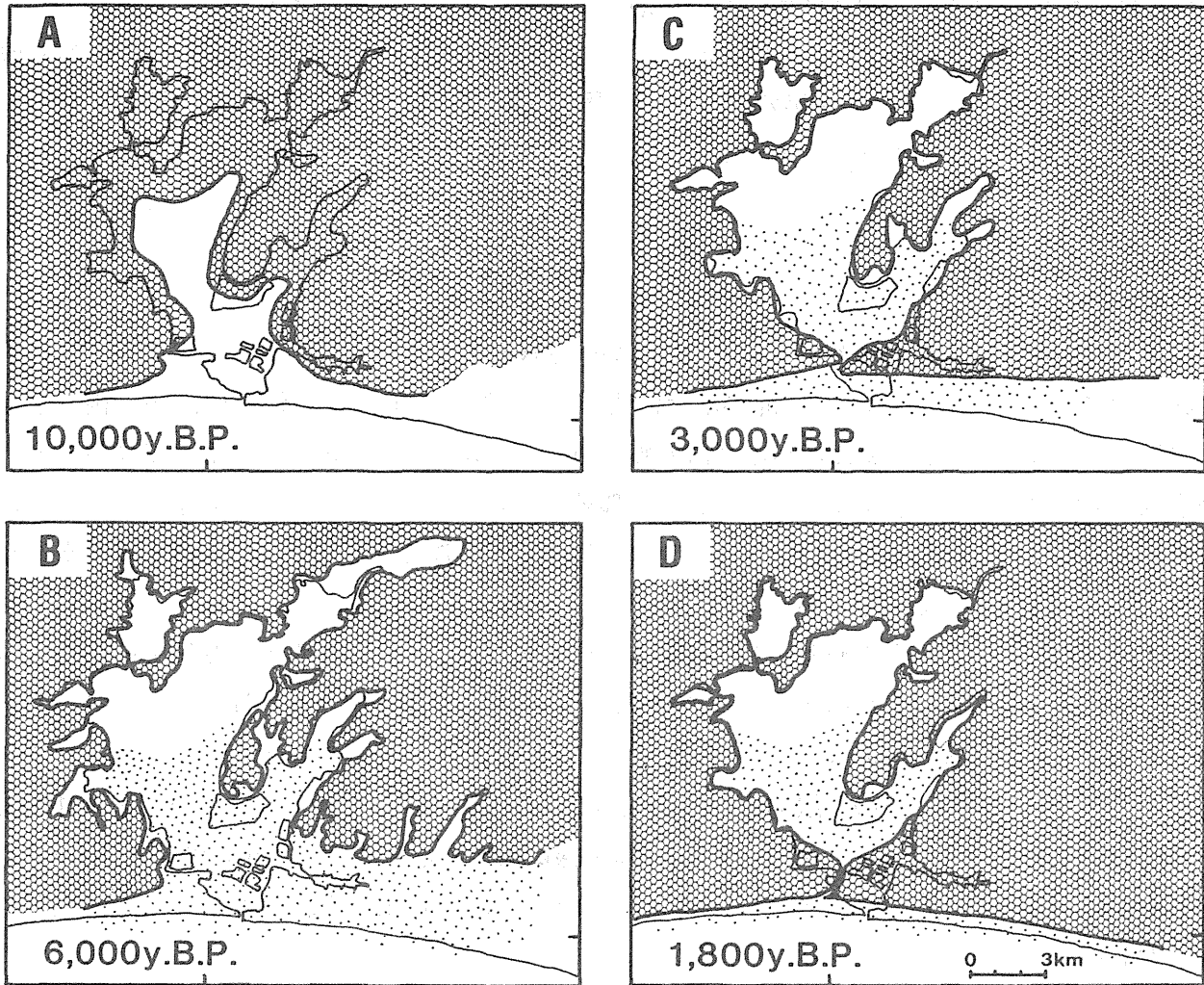


図2. 浜名湖の古環境の変遷

A：最終氷期末，海面低下時の浜名湖，B：縄文海進時，海砂の流入が見られる，C：砂堤が発達するとともに淡水化が進行した，D：湖は内陸湖となり，淡水化した。

3) 6,000 年前頃：海水準は 3,500–6,000 年前頃に最高 (約 5 m 高) に達し、湾の南半分では堆積作用はほとんど停止し、ほぼ無堆積の状態となった (図 1 C, 2 B)。海水準上昇の停止に伴い、湾中央部を塞いでいた砂のバリアーも成長を止めたと考えられる。この海進の最頂期に続いて海退が始まり、湖口域の離水が生じはじめた。湾中央部の砂のバリアーによって湾奥部はますます閉鎖的な環境となった。この時期、南部の海岸では第 I・II 砂堤列が形成され、砂堤列の間は沼地化し、泥炭層が形成されていく。そして、砂嘴の発達による湖口部の閉塞化が徐々に進行しつつあった。

4) 3,000 年前頃：引き続き海退によって、湾奥の内湾化が一層進行し、淡水化していった。海水準の低下とともに成長した第 III・IV 砂堤が湾口を閉塞して、浜名湾は湖と化した (図 2 c)。この頃、湖中央の堆積物は葉理を持つ泥層からほぼ均質な泥層に変化する。これは無酸素層の消滅を示唆しているが、その原因として淡水化の進行に伴って塩分濃度の鉛直勾配がなくなり、結果として密度成層が形成されず、湖水の攪拌が容易に起きていたことが考えられる。

5) 1,800 年前頃：海水面は現在よりも低い水準 (約 -2 m) で安定し、湖口部は完全に陸化し、淡水湖となった (図 2 D)。南部の沿岸部では第 V・VI 砂堤列が形成され、これらは湖口部にまで延びて

浜名湖を外洋から孤立させ、湖水は狭い河川を通じて外海に流出していたと考えられる。

6) 1,000 年前－現在：海水面は再び上昇しはじめ、現在とほぼ同じ水準に達した。本格的に海水が流入するようになったのは 1498 年の津波とその翌年の暴風によって「今切口」が決壊してからである。一方浜名湖周辺ではマツ林が卓越するようになるが、これは人工的な植林によるものと考えられる。

2. 浜名湖の自然環境

地形：水域面積 74 km²、総水容積 34 km³、湖岸線の総延長 141 km という数字は、広くて浅い複雑な形状の湖であることを示している。北半部は盆状で平均水深 7.2 m（最大水深 16.1 m）、南半部は浅瀬で平均水深 2.5 m、しかも海に通じる湖口の幅は 200 m しかない。このような形状では外洋との水の交換は構造的に不可能で、本来なら超閉鎖的な環境にならざるをえないのに、湖水は外洋水に近い塩分濃度を保っている。これは湖口を改修したり、導水路を浚渫したりして、人工的に外洋水を湖奥まで流入させる工夫をしているためである。

湖底の等深線（図 3）にあらわれる北東－南西方向に延びる 3 列の舟底型盆地や同方向性をもった半島部の突出から見て、浜名湖の形成には地質構造と第四紀の地殻変動（波曲運動）も大きく関与していると考えられる。また湖のほぼ中央部にも北東－南西方向の小崖（比高約 5 m）が連続し、湖を大きく南北に 2 分している。この小崖地形の形成も潮流による堆積作用だけでなく、第四紀以降、継続する構造運動に影響されていると考えられる。湖岸線に沿って水深 1－1.5 m の湖棚と 1.5－3.5 m の緩斜面が見られるがこれらの地形は「小氷期」（3,000－3,500 年前）の低海水準によって形成された可能性が高い。

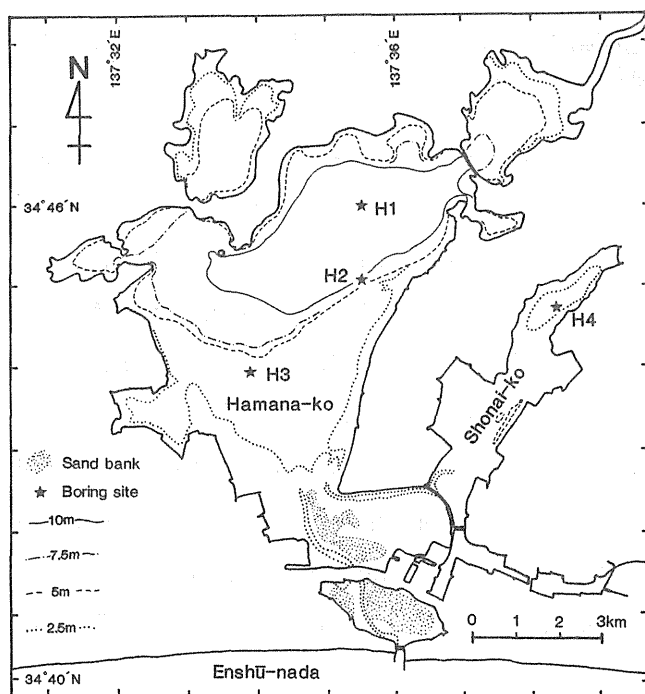


図 3. 浜名湖底の等深線とボーリング地点

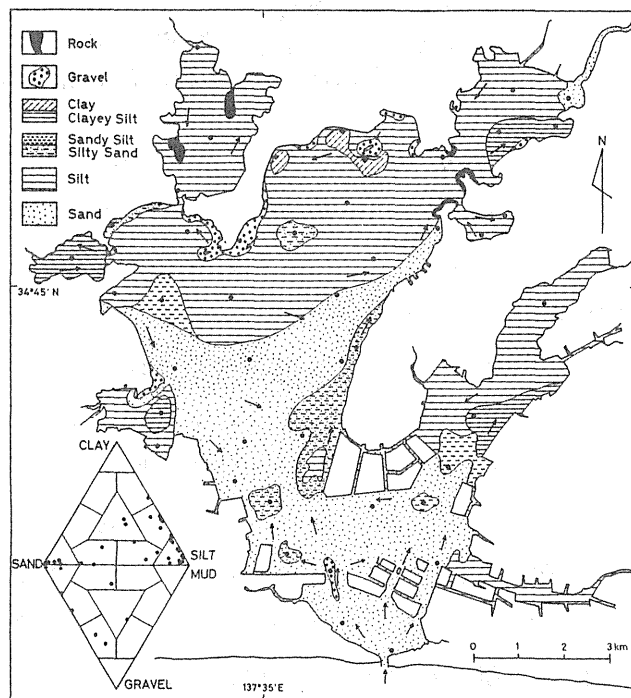


図 4. 浜名湖の表層堆積物

底質：湖底の表層部には図 4 に示されるような堆積物が分布している。湖内に突き出た岬の延長部と湖北の沿岸部には基盤岩が露出し、この付近の湖棚から緩斜面にかけての浅瀬には「小氷期」の海水準の低下によって堆積したと推定される基盤岩から由来した礫が表層数 cm の泥層下に堆積している。外洋水の流入する湖南および湖東沿岸部の浅瀬には淘汰の良い砂（中央粒径値 $2-3\phi$ ）が広く分布する。これに対して、湖の北半部と支湖には河川により供給された比較的淘汰の良いシルト（中央粒径値 $5-6\phi$ ）が堆積している。これらのシルトの分布の中心部では、比較的水深が深く盆状構造をしているため、夏季には湖水の成層による停滞水域が発生し、底層には無酸素層が広がり、広範囲に還元環境が形成される。また、ここでは底性生物による堆積物の攪拌も乏しいため、底質は表層 10 数 cm が黒色軟泥になっている。

水質：湖口から供給される黒潮系の高塩分水と沿岸水、後背地から河川によってもたらされる淡水、これらが混じり合って日本の太平洋岸では最大の汽水域を形成している。淡水の供給は 14 の中小河川によるほか、湖面に降る雨も加わり、その量は年間で湖容積の 1.6 倍に達する。海水は幅 200 m の狭い「今切口」からのみ流入し、上げ潮によって湖内に拡散される。その塩分は外洋の 33.5 PSU（塩分の単位で 1 kg の海水中に溶けている塩類の g 数を示す）に対して湖奥では 31 PSU となる。水の交換は主として潮汐作用による。すなわち、満潮時に流入した外洋水（湖容積の約 5.6%）は湖水と混合しながら 3 時間かけて湖奥に達し、干潮時に湖口から流出する。

水温は、湖全体が浅いために大気温に左右され、季節変動が大きい。冬季は季節風による湖水の攪拌と表層水の冷却による対流のため、表層水と底層水の温度差は少ない。これに対して、夏季は表層水の高温化によって湖水は成層化し、表層水と底層水の温度差は $8-10^{\circ}\text{C}$ と大きくなる。特に、水深 5-6 m 以下の底層部では、夏季に低温で高塩分の重い海水が滞留するため、湖底では有機物の分解で酸素が消費され、ついには無酸素状態となる。さらに、底質の酸化還元電位の移行に伴ってリン酸塩や硫化水素が溶出して富栄養状態となる。

生物相：湖内のすべての生物種についての調査は行われていないが、肉眼で確認できる魚類や甲殻類、軟体動物を挙げただけでも、それぞれ 338、59、84 種と同類の他の水域に比べて群を抜いて豊富な生物が生息している。その他の分類群や微小生物を加えるとおびただしい数になる。これは淡水および汽水域に外洋からの海水が多量に流入していることにほかならない。しかし、湖盆の深部では 7 種類の底生生物が生息するにすぎず、その個体数密度も低い。この中で汚染指標主として知られる環形動物の *Capitella capitata* と軟体動物の *Theora lubrica* が比較的多く生息していることは特筆に値する。

3. 浜名湖の湖底堆積物

浜名湖が生まれてから今日に至るまでの歴史（自然史）を知るためには、湖底に堆積している堆積物を調べればよい。湖底の堆積物は湖が生まれたときから休みなく堆積しているはずであるから、そこには湖とその周辺に起った自然の営みのすべてが記録されているはずである。この堆積物から本頁を順に捲るように記録を読みとればよい。それでは、浜名湖のどこからどのようにして連続した地層を得て、どのような解析をしたらよいのだろうか。

音波探査：湖内に堆積物がどのくらいの厚さ堆積しているのか。湖底堆積物の下には浜名湖が生まれる前の基盤がある。この基盤の深さがわかればよいのだが、それらを湖岸平野部での既存のボーリング資料から求めることは不可能であった。基盤の地層は硬質岩で構成されているので、音波探査を行えばその地形や分布深度がわかるはずである。うまくすれば湖底堆積物の岩相まで推定できるかも知れない。船底から湖底に音波を発信し、反射波を解析して地下構造を推定する方法（原理は魚群探知機と同じ）だが、水深の浅いところではできないので、水深 5 m 以上の湖北において測線の総延長 32.5 km にわたって実施した。ところが結果は失敗であった。湖底下の地質構造が読み取れたのは全測線の 4 分の 1 で、しかも湖岸域に限られていた。肝心の湖央部では音波散乱が生じ、この散乱層以深の情報は全く得られなかった。その原因については後にわかったことであるが、硫化水素ガスが地層に充満していると音波が吸収されて、それより下層には透過しないことがわかった。結局、堆積層の厚さはボーリングで実際に確かめるほかなかった。

ボーリング調査：湖上でのボーリングには高額のコストがかかる。100 m 分の費用の中では何本も掘削するわけにはいかない。効率よく調査するためには湖の全史を記録しているであろう堆積物を選ばなくてはならない。その第一候補として湖の最深部の泥底を選定し、順次、費用の範囲内で掘削地点を増やすことにした。陸上と違って水域でのボーリングは難しい。浜名湖では湖口部が浅いことによって掘削船を導入することができない。また櫓を組むには深すぎる。そこで、ボーリングステーションとして四隅に鉄柱を立てた筏を作り、それを小舟で曳航し、掘削地点で鉄柱を降ろして湖底に固定する方法をとった。ボーリングコアは直径 74 mm で、1 m ごとに回収した。最終的には、第一候補地（H-1）が 16.75 m で基盤に達してしまったため、掘削地点を南部に移動し、湖央縁辺部の泥底と砂底の境界部（H-2）で 41.45 m、湖棚部の砂底（H-3）で 50.45 m、さらに支湖（庄内湖）の泥底部（H-4）で 23.96 m の総長 150.34 m の柱状コアを得た（図 5）。これらのコアは研究分野別に分割され、各研究者に分与された。

層相：各地点ごとに層相は異なるが、最下部は基盤の礫を含む砂層からなる。湖央深部（H-1）と支湖（H-4）では最下部を除いてすべて泥質相を示し、貝殻片が散在する無層理部と薄い（1–3 mm）平行葉理（図 8 a, b）が顕著に発達する層準が見られた。この現象は、底生生物による堆積物の攪乱作用が活発に行われた時期と全く行われなかった時期があったことを示唆している。H-2 では基底礫を含む砂層から中部の泥質層、砂質層に変化し、上部の砂泥互層に移行する。下部の砂層は上方細粒化を示す 2 つの堆積サイクルからなり、中部の泥質層から砂質層にかけては、逆に上方に粗粒化する堆積サイクルが 2 度が見られる。これらの堆積サイクルのシルト層中には葉理が発達している。貝殻片はこれらの葉理のない層準に散在し、上部の砂泥互層中には頻繁に含まれる。H-3 では、下部より淘汰のよい砂からシルトに上方細粒化し、貝殻片はこのシルト中に集中的に産出する。中部の砂質層には上方粗粒化サイクルが 2 度見られ、シルト層中には葉理の発達した層準が多数存在する。上部は淘汰のよい細粒砂が最上部まで続いている。

対比： ^{14}C 年代は主として貝殻片と木片を用いて各柱状コアの 31 層準に対してタンデトロン加速器質量分析計で測定された。その結果、最も古い年代は H-3 コア（47.23 m 層準）の貝化石が示す $10,000 \pm 160$ yBP であった。すなわち、浜名湖は約 1 万年前に堆積しはじめたことになる。湖奥から

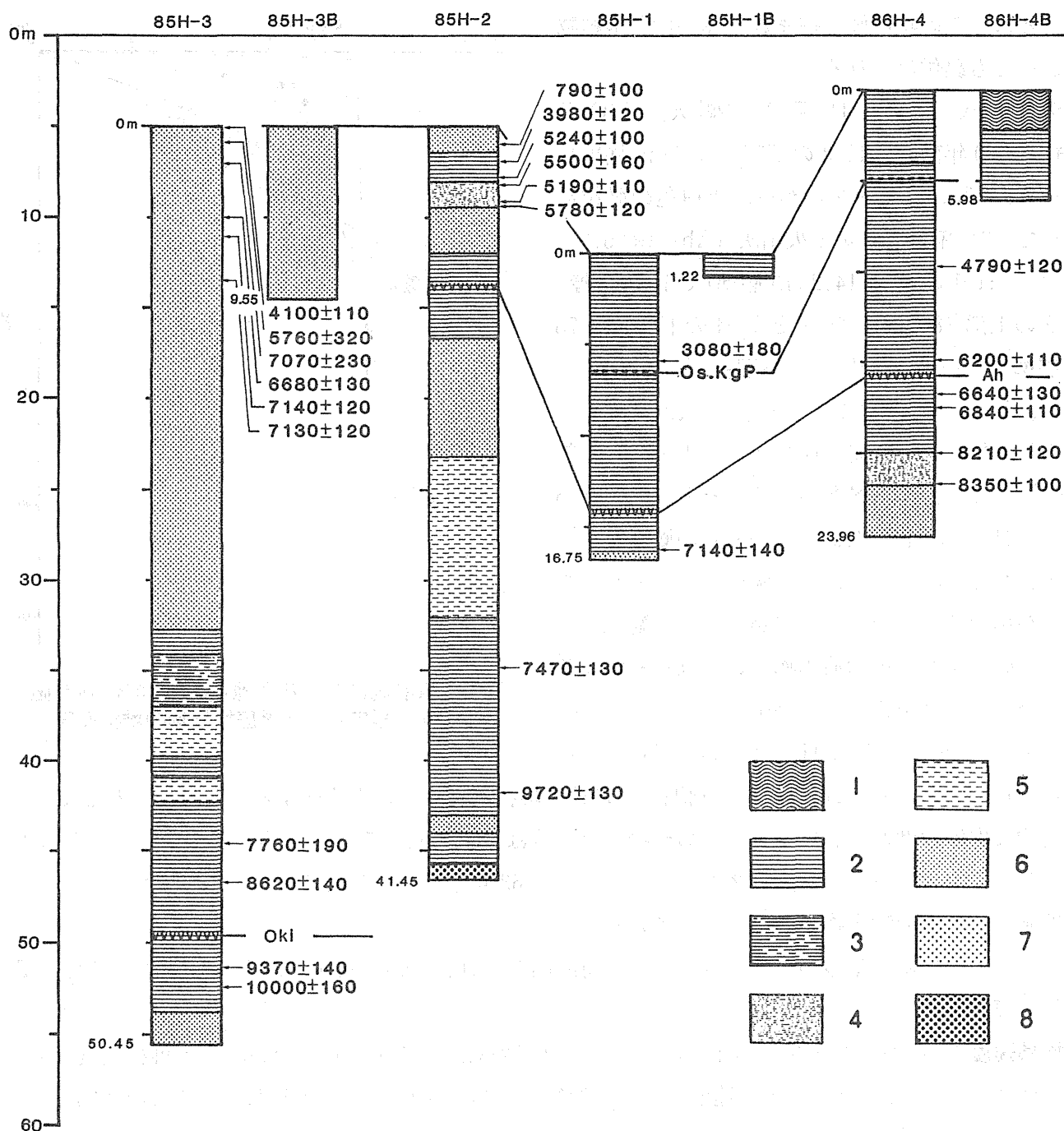


図 5. 浜名湖のボーリング柱状図

1 : 粘土, 2 : シルト, 3 : 砂質シルト, 4 : シルト質砂, 5 : シルト・砂の互層, 6 : 細粒砂, 7 : 中粒砂, 8 : 粗粒砂.

湖口に向かって、H-1,2,3 と各コアの基底は深くなり、それらの基底礫層直上の年代値も、7,140、9,720、10,000 yBP と古くなっている。このことは、浜名湖が誕生した当初に、ほぼ南北方向の谷地形に谷の下流域から順次上流域に向かって堆積が進んだことを示している。また湖央の H-2 と 3 コアの最上部層、1.90 と 0.20 m 層準の年代値は、それぞれ 3,980 と 4,100 yBP で 4,000 年前以降の堆積物が欠如している。これらの地点での堆積作用はこの時代ですでに終了していたか、その後浸食または無堆積状態にあったことがわかる。従って、現浜名湖に見られるような湖口部が浅く湖奥部が深いという逆傾斜の湖底地形は、すでに 6,000-7,000 yB.P. 頃に形成されていたと考えられる。また、こ

のことは、この年代値に挟まれた厚い砂質堆積物によっても裏付けられる。

テフラ(火山灰)は、1) 鬱陵-隠岐火山灰(Oki) (約9,300年前)がH-3の下部(44.58 m 層準)から3 cm 厚のオリブがかかった灰白色の微粒砂として、2) 鬼界アカホヤ火山灰(Ah) (約6,300年前)はH-1の下部(14.25 m 層準)で1.5 cm 厚、H-2の上部(8.98 m 層準)とH-4の下部(15.75 m 層準)で1 cm 厚の灰白色の細粒火山灰として、また、3) カワゴ平パミス(Kgp)・大沢スコリア(Os) (約6,300年前) (図8c)がH-1の上部(6.56と6.52 mの層準からそれぞれ7と3 mm 厚)とH-4の上部(4.97と4.88 mの層準からそれぞれ2と3 mm 厚)から、灰白色中粒のパミスおよび黒褐色細粒のスコリアがペアーで観察された。この対をなす火山噴出物はいずれも細かな葉理の発達した粘土質シルト層中に挟在し、間に挟まれるシルトの厚さはH-1で4 cm、H-4で10 cmと異なっている。このことは、両地点における堆積速度が2倍も相違することをあらわしている。平均的な堆積速度から算出された両噴出物の年代差は、H-1地点で16-20年、H-4地点で35-63年となり、カワゴ平パミスは大沢スコリアより約20-63年早く噴出したことになる。また現時点では、本地域がこれらの噴出物の西限となっている。

これらの年代値に基づいて各柱状コアに時間面を入れ、層相の対比を行うことによって浜名湖の自然を復元した。

堆積速度： ^{14}C およびテフラの年代値に基づくコアの対比から求められた各地点の堆積速度(図6)は、H-1とH-4ではほぼ一定の速度で堆積が進行したのに対して、H-2とH-3では層準によって堆積速度が大きく変化している。すなわち、湖中央深部(H-1)では全層を通して非常に遅い堆積速度(0.20-0.25 cm/y)を示し、庄内湖(H-4)ではカワゴ平パミス・大沢スコリア層(5 m 層準)まではH-1に比べてやや速い堆積速度(0.28-0.37 cm/y)であるが、それ以浅ではH-1に比べてやや遅い堆積速度(0.16 cm/y)を示している。一方、湖中央部(H-2,3)では、約7,500年前までは共にやや遅い堆積速度(0.28-0.37 cm/y)であるが、それ以降から約6,300年前のアカホヤ火山灰の降下年代にかけてはきわめて速い堆積速度(1.8-11.1 cm/y)となる。このことは、海水準の上昇により海浜性の砂が短期間に大量に供給されたことを物語っている。そして4,000-6,000年前頃には砂の供給も減少して堆積速度が急速に遅くなり、その後の堆積物はほとんど存在せずに現在の湖底に続く。この間の堆積作用は極端に遅い堆積速度(0.5 mm/y)であったか、または無堆積状態にあった。このような堆積状況は堆積物の粒度組成からみても考えにくく、おそらく4,000年前以降は砂の堆積と削剝作

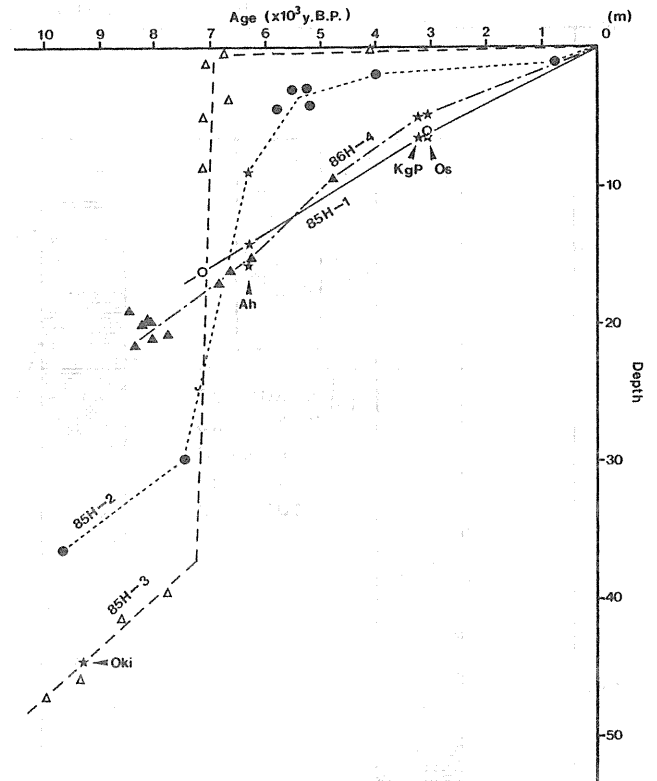


図6. 浜名湖における各地点の ^{14}C 年代測定値から推定された湖底堆積物の堆積速度

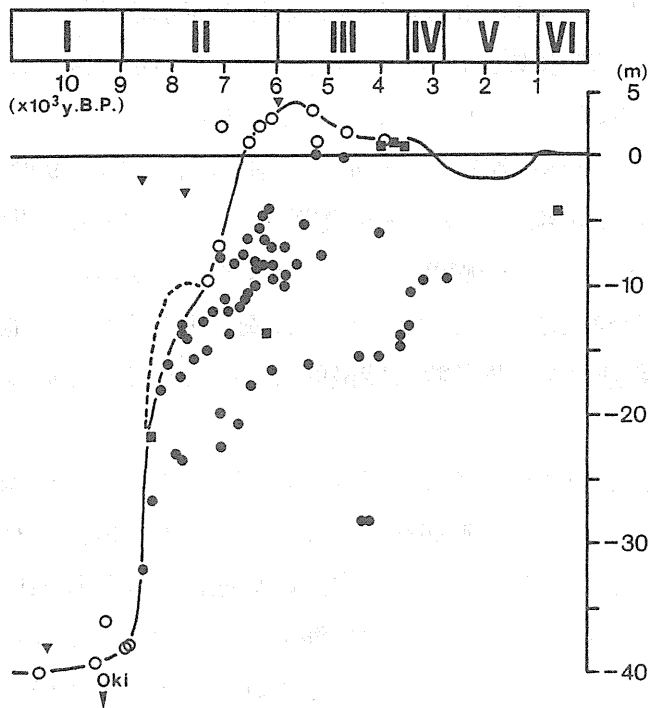


図 7. 浜名湖における海水準変動曲線

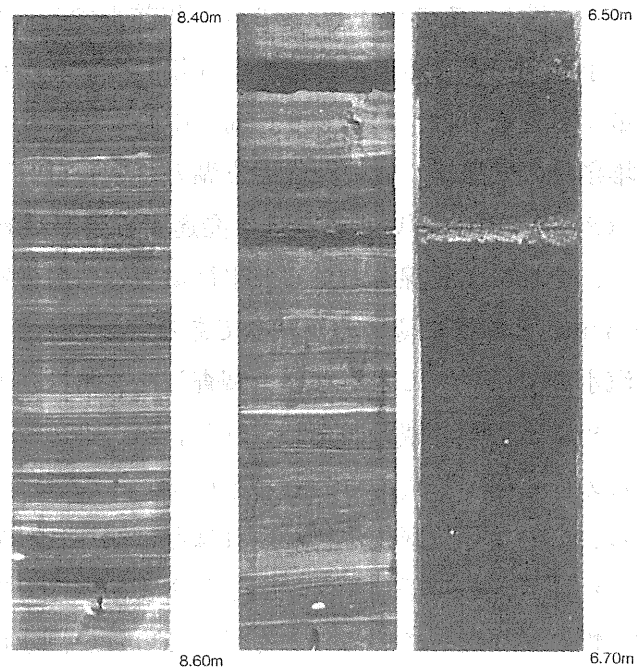


図 8. H-1 コアの断面

a : 軟 X 線写真, b : 通常の写真,
c : 大沢スコリアとカワゴ平パミス.

用が繰り返されていたものと推定される。

$\delta^{13}\text{C} \cdot \text{C/N}$ 比：汽水湖というのは言うまでもなく海水と河川水とが流入しているので、そこには海域と陸域の両方から運ばれるもの、あるいは湖の中で生産されたものが湖底に堆積する。その堆積物に含まれる有機物の供給源を海洋性、湖沼性、陸性とに分けてみると、全有機炭素と全窒素の重量比 (C/N 比) および安定炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比) は供給源からの量により異なることが明らかにされている。海洋性および湖沼性の有機物の主な供給源はプランクトンである。プランクトンは脂質、炭水化物、タンパク質などからなるが、タンパク質をつくっているアミノ酸は N (アミノ基) を含むので C/N 比は低く、逆に $\delta^{13}\text{C}$ の値は高くなる。一方、陸性の有機物は主として陸上の高等植物によって供給されるが、陸上植物は主にセルロースやリグニンなどの N を含まない有機物からできているので、C/N 比は高く、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は低くなる。また、炭素同位体 (^{12}C , ^{13}C) は、水中のプランクトンや陸上植物の CO_2 の光合成反応の過程で温度に関係してその動きが違って来る。温度の高い間氷期では重い同位体である ^{13}C の反応が速くなり、 $\delta^{13}\text{C}$ の値は大きくなるが、逆に温度の低い氷期では $\delta^{13}\text{C}$ の値は小さくなる。

同一地点における C/N 比と $\delta^{13}\text{C}$ の値は互いに負の相関をもちながら、海水準の昇降に伴って大きく変動することが知られている。つまり、海進・海退の影響下にある 1 つの地点では、寒冷期の海退時には陸性の有機物がより供給されやすいので堆積物中の C/N 比は上昇し、 $\delta^{13}\text{C}$ の値は低下する。逆に温暖期の海進時には海性の有機物がより供給されやすくなるので、C/N 比は低下し、 $\delta^{13}\text{C}$ の値は上昇する。

H-1 と H-2 のコアについて $\delta^{13}\text{C}$ と C/N 比が分析され、約 1 万年前以降の海水準の変動が調べら

れた。その結果、 $\delta^{13}\text{C}$ と C/N 比の負の相関がきれいにあらわれ、約 6,500 年前頃の「縄文海進」時に最高に達し、その後 4,000–6,000 年前まで海進が続き、3,000–3,500 年前にかけて海水準は低下して「小氷期」となる。そして 1,000 年前あたりから再び海水準が上昇し、現在に至っている（図 7）。特筆すべきことは、約 7,000 年前を中心に一時的な「寒冷化」が現れていることである。

堆積物の縞模様：湖央深部と支湖のコア（H-1,4）は全体に泥質で、シルト–粘土の含有率が 90% を越え、その中に薄い平行葉理の発達する層準がある。この部分のコアを縦割りして厚さ 1 cm の板にし、それに軟 X 線をあてると平行葉理は白黒の縞模様として一層鮮明になる（図 8 a）。縞の厚さは 1–3 mm と非常に薄いのが特徴である。このような縞模様は、内陸の火山性酸性湖を別とすれば、他の汽水湖では見たことがない。調査した当時は、浜名湖の泥質堆積物に特徴的なものとして、その成因をめぐって熱い議論が交わされた。

この白と黒としてあらわれる葉理が、どの季節に、どのような条件下で堆積したかはまだ十分に調べられていない。底生生物がいれば泥は攪拌されて均質化され、無層理相となる。また泥が攪拌されなければ、泥の粒子は順次堆積したままの状態に残される。したがって、白黒の葉理はそれぞれ堆積物の性質が異なっていることを示している。湖水は冬季の循環期と夏季の停滞期をもつので、これらの季節ごとの水域環境の違いが堆積物の性質に反映されたのではないかと推定される。また、縞模様に厚い部分と薄い部分があるのは、年ごとの気候条件を反映していると考えられる。この推定によれば、白黒一組の模様は 1 年間の堆積物で、個々の縞模様は樹木の年輪にあたるかも知れない。いずれにしても、この縞模様が、年間を通じて底生生物の生息しない無酸素環境下で形成されていることは間違いない。

おわりに

東京で生まれ、東京で育った私にとって、浜名湖の存在は遠いものであった。浜名湖については小中学校の社会科で習った程度のことしか知らなかった。浜名湖との本格的な出会いは静岡大学に赴任した昭和 45 年 (1970) からである。身近なフィールドの一つとして、足しげく通いはじめてから早 30 年になるが、この間にも浜名湖の風景はめまぐるしく変貌していった。勿論、この風景の変化は自然の営みによるものではなく、人間活動による自然改造であった。湖内に船を出して底質採集をはじめた 70 年代の初めには、まだ葦の繁る湖岸は多く残されていた。しかし、すでに湖水は汚され、スクリーンで掻き混ぜられた水はミルクコーヒー色で硫化水素臭が強く、湖奥の底質表層部は真っ黒なヘドロが 20 数 cm も堆積しているところがあった。最近の舗装道路で囲まれた湖岸はドライブには快適であるが、護岸コンクリートで固められ、葦の繁る風景はほとんど見られなくなってしまった。しかし、湖水に関してはかなり浄化され、本来の湖水を取り戻す努力が実りつつあるのは好ましいことである。これは人々が家庭排水の垂れ流しにやっと気づいた結果でもある。

浜名湖は「海跡湖」として生まれ、さまざまな変遷を経て、いま「湖としての一生」を終わろうとしている。これが本来の浜名湖なのである。自然の営みの中では、海跡湖は砂嘴によって外洋から隔離され、淡水化と埋め立てが進み、やがては湿原となって消滅するはずであった。ところが 500 年前に、これまた自然の営み（暴風による今切口の決壊）によって浜名湖は一時生きかえった。このよう

な湖の周辺に人が住みはじめて以来、人は加速度的に人口を増加させ、湖とその周辺を多面的に利用してきた。人はひとたび自然の恩恵に浴すと、この自然がいつまでも変わらないことを望む。人間の営みが続くかぎり、浜名湖は改造されながら生き長らえていくことだろう。浜名湖の研究にはこれまでに学生をはじめ、多くの同僚、先輩諸氏より多くのご教示とご協力をいただいた。この紙面をかりてこれらの方々に深く感謝する。

参考文献

- Ikeya, N. & Handa, T. (1972) : Surface sediments in Hamana Lake, the Pacific coast of Central Japan. Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ., 7, 129-148.
- Ikeya, N. (1977) : Ecology of Foraminifera in the Hamana Lake Region on the Pacific coast of Japan. Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ., 11, 131-159.
- Ikeya, N. and Hanai, T. (1982) : Ecology of Recent Ostracoda in the Hamana-ko region, the Pacific coast of Japan. Univ. Mus., Univ. Tokyo, Bull., 20, 15-59, 257-272.
- 池谷仙之, 大浦毅, 阿久津浩, 和田秀樹 (1985) : 浜名湖東岸完新統の層序・層相とその年代. 静大地研報告, 11, 171-179.
- 池谷仙之, 和田秀樹, 大森真秀 (1987) : 浜名湖のボーリング柱状試料について. 静大地研報告, 13, 67-111.
- Ikeya, N. and Ueda, H. (1988) : Morphological variations of *Cytheromorpha acupunctata* (Brady) in continuous populations at Hamana-ko Bay, Japan. In: Hanai, T. et al. (eds.), Evolutionary Biology of Ostracoda, its Fundamentals and Applications. The Kodansha Scientific Co., 319-340, Tokyo, Japan.
- 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津浩, 高橋実 (1990) : 浜名湖の起源と地史的変遷. 地質学論集, 36, 129-150.
- 池谷仙之, 塩崎正道 (1993) : 日本沿岸内湾性介形虫類の特性—古環境解析の指標として—. 地質学論集, 39, 15-32.
- 池谷仙之 (1993) : 湖底堆積物に記録された環境変化, 9-12, 日本沿岸の内湾性介形虫類の特徴, 26-29, 海跡湖の地史2「浜名湖」, 48-55. In: URBAN KUBOTA, 32.
- 鹿島 薫 (1988) : 珪藻分析から復元された浜名湖の完新世における古環境変遷. Jour. Res. Gr. Clas. Sed. Japan, 5, 95-107.
- 加藤芳朗 (1979) : 第12次発掘区の堆積層の観察と火山灰層について (国鉄東海道線埋蔵文化発掘調査報告書). 浜松市教委会, 29-34.
- 建設省国土地理院 (1981) : 海底地質調査における音波散乱現象の検討. 国土地理院技術試料, D-1, 115, 127 pp.
- 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(3), 143-163.
- 松田義弘 (1999) : 浜名湖水のふしぎ—内湾の自然と海水の動き. 155 pp. 静岡新聞社.
- Matsushita, M. and Sanukida, S. (1986) : Holocene Vegetation History around Lake Hamana on

the Pacific Coast of Central Japan. Quaternary Res. (Tokyo), 26 (4), 393-399.

南 秀樹・加藤義久・和田秀樹・岡部史郎 (1995) : 浜名湖の堆積物コア中の元素の分布と過去 1 万年間の環境変遷. 地球化学, 29, 85-97.

Nakai, N., Ohishi, S. and Kuriyama, T. (1987) : Application of ^{14}C -dating to sedimentary geology and climatology : Sea-level and climate change during the Holocene. Nuc. Instr. Meth., B 29, 228-231.

大塚謙一・木宮一邦 (1987) : 堆積層より見た浜名湖の堆積過程と古環境. 静大地研報, 13, 113-145.

佐々木清治 (1927) : 遠州浜名湖の歴史地理学的考察. 地球, 7 (2), 40-44.

斎藤文紀 (1988) : 海水準上昇期における浜名湖の堆積環境—完新世海岸砂州の復元上の問題点—. Jour. Res. Gr. Clas. Sed. Japan, 5, 109-132.

柴田澄雄 (1982) : 今切はどうして出来たか? —明応年間の地震災害について—.「喜佐志満」, 4, 49-78.

静岡県浜松土木事務所 (1978) : 浜名湖の概要. 32 pp.

静岡県地震対策課 (1983) : 静岡県地震対策基礎調査報告書 (ボーリング柱状図集) (西). 静岡県地震対策資料, 21, 288 pp.

高橋 豊・小泉 格 (1987) : 浜名湖の珪藻遺骸群集. 地質雑, 93 (6), 419-429.

渡辺和敏 (1976) : 街道と関所—新居関所のあゆみ—. 新居町教委会, 203 pp.