

明応(今切決壊)前・後の浜名湖南部の地形

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-03-13 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 加茂, 豊策 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00024816

明応（今切決壊）前・後の浜名湖南部の地形

加 茂 豊 策

本稿は2005年度静岡県地学会研究奨励金交付の2次報告書である。

1. はじめに

天竜川から流出した砂礫の運搬・堆積を基にして、三方原台地南部の沿岸低地の自然造成について加茂（2003）、浜名湖の形成について加茂（2001, 2005）と『静岡地学』誌上で論じてきた。

三方原台地南部の沿岸低地の自然造成については有史以降天竜川の本流が麓玉河、荒玉河、天竜川とその本流が三度変遷したことに合わせて大砂堤列が三列認められ、順次東西に形成した砂堤が南北に並び、汀線を南に押しだし、陸地化していったと論じた。また、浜名湖の形成については、主として715年以前古天竜川・天竜川の本流であった麓玉河からの流出砂礫が台地海食崖に沿って、海岸流の複雑な流れで西に運ばれ、浜名湾南部に堆積し、浅い海にしていった。ついで第二古天竜川である荒玉河からの流出砂礫が台地南の海に砂洲を形成し、さらに西に伸びた砂堤が840 - 850年頃浜名湾口を塞ぎ、潟湖状の浜名湖を形成したと説明した。浜名湖は一般に信じられているように明応今切決壊以前淡水域であったことはなく、古くは海水域であり、砂堤が伸びきった時期には汽水域になっていたことを示唆した。

浜名湾口を塞いだ砂堤を地元の国学者内山真龍（1740 - 1821）は『遠江国風土記伝』で「西は源太山に起こり、東は舞沢の駅家に対す、長さ1里、広さ或いは2・3町、松あり、古駅路なり、崎の中央に庄界の碑石あり」と、広さが極めて狭かったことを説明し、松が生い茂った岬を絵図にまとめている（加藤・皆川訳, 1935）。

三方原台地南部の沿岸低地の自然造成、浜名湾口に伸びきった砂堤、明応今切決壊以前の浜名湾・浜名湖が海水域・汽水域であったことについて補足論述し、明応今切決壊前後の浜名湖南部の地形について論ずることにした。

2. 三方原台地南部の沿岸低地の自然造成についての補足

沿岸低地の自然造成について加茂（2005）は「向岸流と海風が卓越した場合陸地化し、汀線が南に押し出された」とした。海津（1994）は、メキシコ、ナヤリット海岸の砂堤列研究を例にあげて、「浜堤は高潮線付近に海岸線に沿って形成された微高地で、主として暴浪時や例外的な高潮時の際に形成される」としている。一般的な砂堤列平野はこの二つの自然現象によって形成される。海津（1994）がいう微高地の形成が三方原台地南部の沿岸低地でも確認された。

(1) 篠原海浜の事例：図1は鈴木家文書の一節である。内容は「卯高入新田 寛政四子浪荒引より 高 巻石七斗四升 一起返下畑当申起返此反別五反八畝 分 此取まへ式斗四升四合 是ハ拾式人受分 石盛三 斗 免壺ツ四分025 文政七年申七月八日 中泉御出役 奥野官次様」。読みと解釈は「[十二人]という地籍を天明三年（1783）開墾して新田として届け出た。寛政四年（1792）浪荒で耕作不能になり年貢減免を願い出た。文政七年（1824）再開墾して下畑として年貢申請した」である。



図1. 古文書鈴木家文書。

重要部分の解釈は「天明の飢饉の際新田開発した下田を1792年浪荒で耕作放棄した。1824年再開墾し下畑として申請した」である。これは「十二人」という地籍が海浜にあり、1792年海水が浸入しただけでなく、汀線沖の浅瀬から漂砂が打ち上げられ堆積し、微高の荒れ地になった。32年後下田（田）ではなく下畑（畑）として申請した。

「十二人」という地籍は現在の海岸堤防から約500 m北にある。1800年頃この付近が汀線であった。この付近は約200年間に500 m陸地化したことになる（図2）。

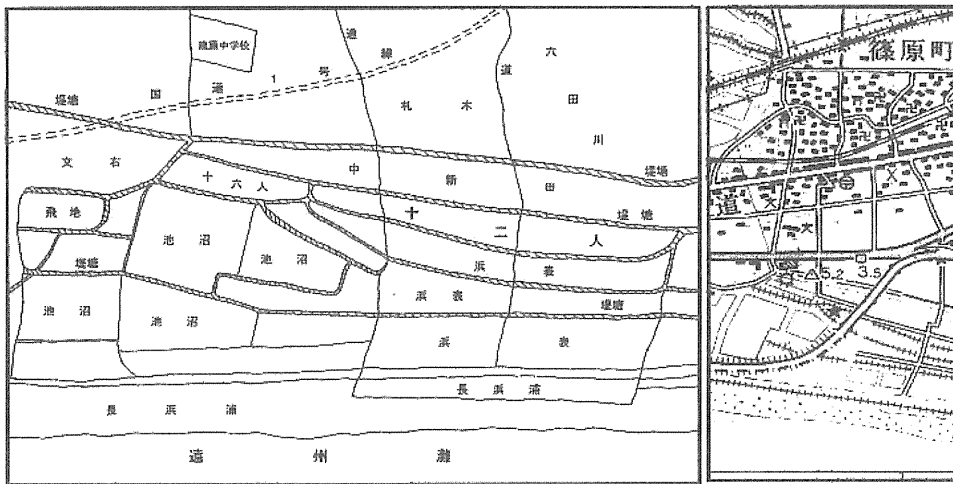


図2. 十二人地名図及び地形図上の位置（★印）。

ウォッシュオーバーの度に微高地が造成され、汀線が南に押し出された。地元住民は微高地が造成される度に開墾し、堤塘を築いて土地を守ったことを地籍図は物語っている。

(2) 新居海岸の事例：安政元年（1854）安政東海地震による大津波が新居海岸を襲った。その詳細を大倉戸東新寺の住職真宗が手記にまとめている（図3）。

関係部分抜粋「半時過ぎてにわかには津浪うち寄せ 当濱表つ、ミ東出前ニテ切連 水神社之東付切又西ニテ切都合三ヶ所大切レ 猶亦古田堤ハ連臺場ニテ寺田へ切込 同く西ニテ二ヶ所大切連登成り 濱新切畑ハ一面ニな里 古田茂西田所ニ沙入高河原登なる」（右古文書真宗手記参照）。解釈は「海浜堤3ヶ所海

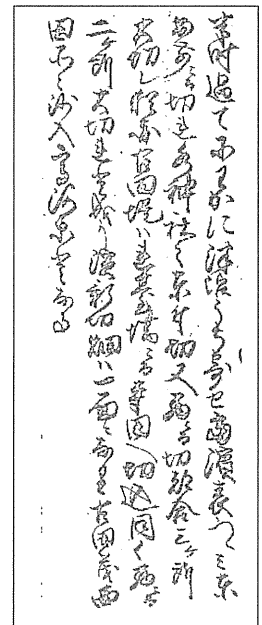


図3. 古文書真宗手記抜粋。

浜砂丘2ヶ所津波で切れ、海水に被われただけでなく、浜新切畑（海浜裏の畑）は砂で覆われ、西田は砂が大量に流れ込み打ち上げられ、高河原になった」である。文政七年（1824）・安政元年（1854）の両記録は、台風や津波などの暴浪時バーに堆積していた漂砂が汀線北側の海浜に打ち上げられ、微高地を造成したことを示している。

(3) 微高地造成の跡：大日本帝国陸地測量部明治23年（1890）測図の地形図に沿岸低地の海浜にできた微高地の存在が確認できる。暴浪時に汀線南のバーに堆積していた漂砂が打ち上げられた砂丘と考えられる。図4は地籍「十二人」がある篠原海岸であり、図5は中田島海岸である。どちらも汀線に沿って、汀線近くに、平行に砂丘が確認される。標高は篠原海岸砂丘では最高9.1 m、中田島海岸では最高15 mを示している。1890年当時中田島砂丘は汀線に沿って山脈状に砂丘が連なっていたことになる。

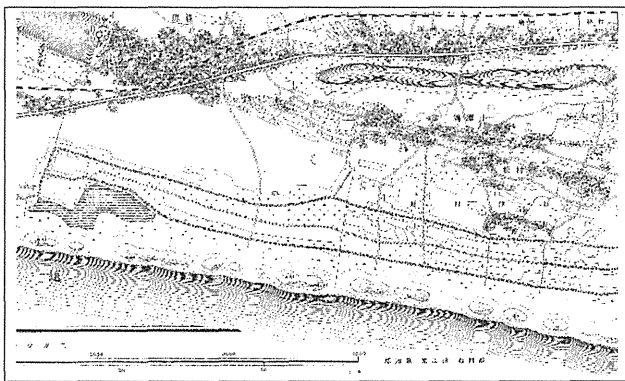


図4. 篠原海岸の砂丘.

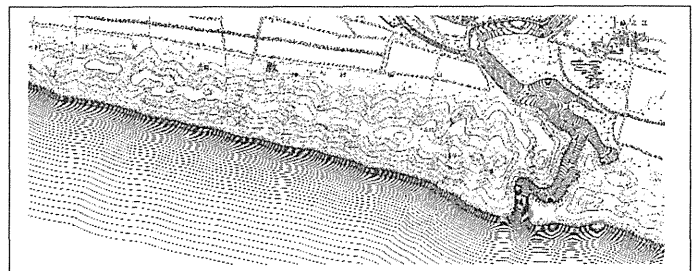


図5. 中田島海岸の砂丘.

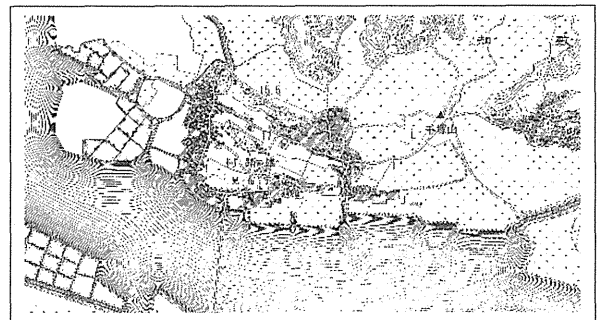


図6. 雄踏町の2列の砂丘.

図6は雄踏町付近の地形図である。二列の砂丘が認められる。この砂丘列の造成は715年以前に亀玉河（古天竜川）からの流出砂礫で造成されたと加茂（2003）が推定している。北側の砂丘は最標高15.5 mを示し、東方千塚山（江戸期堆砂搬出により消滅）、三方原台地南端に堆積した砂丘に続く。南側の砂丘は標高17 mを示す。どちらも中田島砂丘と同様暴浪時漂砂が打ち上げられ、造成した砂丘で、粒径約0.242 mmの砂だけの堆積砂丘である。因みにイオン南の新川浚渫（2006）採取砂の粒径は約0.313 mm、篠原海浜汀線砂の粒径は約0.315 mmである。

図7は図4付近の平成11年（1999）当時の海浜の状況である。海浜に微高地は認められず、汀線に垂直に櫛羽型砂丘が形成されている。汀線沖合にあるべきバーが認められない（波が砕けた場所



図7. 篠原海浜（1999.2.13撮影）.

がない)。天竜川水系にダムが建設され、流出砂礫が超激減したためである。漂砂が海岸流で運ばれ、汀線に沿って帯状に堆積する陸地造成も暴浪時ウォッシュオーバーによる微高地の造成もバーの存在が不可欠の条件である。

バーのモデルについて加茂（2005）は模式的に一例示した。しかし少年時代の記憶・古老の話を総合すると実際には何列もあった。海に馴染んだ地元住民はバー（瀬）について、一番瀬・二番瀬・三番瀬という。そこでコタマガイを採捕したり、水遊びした（加茂, 2005. p46, 図 15, 新居町土地宝典全略図には松山海水浴場が記載されている）。危険な離岸流については、篠原辺りではダシ、新居ではズリコという。ダシは一気に、ズリコは転がりながら引き込まれるといった表現で、その土地のバーの形状・規模・重なり方を先人が言い表しているように思える。天竜川から流出した砂礫は河口付近に漂砂溜まりを形成していたのではなく、沿岸低地の汀線沖合に一番瀬・二番瀬・三番瀬となって堆積していた。そして暴浪の際陸地を造成したり、微高地化したりしていたのである。天竜川からの流出砂礫が減少した作今沖合に漂砂溜まりがないため、暴浪の度に海浜が浸蝕され、砂礫が一気に運び出され、浜崖が形成する。現在の海浜を観察しただけでは本来の自然現象を誤って解釈してしまう。

（4）砂堤の保全：840 - 850年頃舞阪側から新居橋本に伸びきって浜名湾口を塞いだ砂堤について、内山真龍（1740 - 1821）は「長さ1里、広さ或いは2・3町、松あり、古駅路なり」と説明している。南北幅が200 - 300m程である。そのため暴浪のとき砂堤の保全が問題点となる。砂堤の保全について、加茂（2005）は「地元民が松の植樹で駅路を保全していた」とした。しかし砂堤は自然現象によって保全されていた。

「海道記」（1223）の一節に、十一日橋本を発って、駅路から北を望み、「北に顧みれば、湖上遙かに浮かんで、波の皺、水の兒に老いたり」と、老人の顔の皺のように細かい波を浮かべた浜名湖が奥深くまで遙かに広がっていると説明し、さらに「浜松の浦に来たりぬ。長汀、砂ふかくして、行けば帰るが如し。万株、松しげくして、風波、声を争ふ。見れば又、洲嶋、潮を呑む、呑めば則ち、曲浦の曲より吐き出だし、浜漪、珠をゆる、ゆれば則ち、豊巖の豊に碎き敷く」と当時の汀線付近の状況を表現している（長崎校注・訳, 1994a）。

内山真龍が「崎の中央に庄界の碑石あり」と記した碑石が新居弁天に現存する。1665年村櫛村と宇布見村の藻草争論公事の際壺本松の根元に設置された笠子庄と浜松庄との境界を示す庄境石である。庄境の壺本松を過ぎて駅路から外れ、道を汀線にとった。

「汀線の沖合の砂洲が海水を飲む。飲むと砂洲は波間に沈み、砂洲と砂洲の間から海水をはき出す。砂洲の砂礫が揺れ動く、砂金を篩っているようだ」と、干潮時の汀・バーの状況を文学的に言い表している。

この記述から平安・鎌倉時代砂堤の南側には豊かなバーが存在していたことが分かる。すると一般人が考えるように、暴浪時砂堤が破壊されるのではなく、ウォッシュオーバーによりバーから漂砂が打ち上げられ、上積みされ、自然的に保全されていたことになる。

加茂（2001a）によると、庄境石は1972年右下3分の2が埋没した状態で掘り出された。延享3年（1746）にも埋没状態で掘り出されている。だから1665年設置以降現在まで、少なくとも2度大規模なウォッシュオーバーが起こっている。

3. 明応（今切決壊）以前の浜名湖

次の2点の資料から明応（今切決壊）以前の浜名湖古環境を補充論述する。

(1) 湖底沖積層中の珪藻遺骸群集：池谷編(1988)の昭和60～62年度文部省科学研究費補助金による総合研究A・「浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究」(代表静岡大学理学部地球科学教室・池谷仙之助教授)から資料を選択引用した。

浜名湖の湖底地形・測点と地層：浜名湖主湖の湖底地形は湖のほぼ中央部に比高約5mの小崖が湖を2分している。北半部は水深6～12mと深いのに対し、南半部は4m以下と浅く、湖棚を形成している。湖棚は主湖の約3分の2の面積を占め、経済水域である(図8)。

測点85H-1は主湖最深部ほぼ湖心、水深12m、底質は泥質。測点85H-2は主湖北東部の湖棚斜面、水深5m、底質は砂質。測点85H-3は主湖中央部の湖棚、水深5m、底質は砂質。いずれの堆積層も最下部は沖積層の基底と捉えている。層序・層相については

測点85H-1は基底から湖底まで16.75mシルト層だけである。

測点85H-2は下部にシルト層、上部に泥砂層・シルト層・砂層が交互に重なっている。測点85H-3は下部にシルト層、上部は砂層である。

鍵層になる約6,300y.B.P.のアカホヤ火山灰がAhで、85H-1、85H-2、85H-3コアに示されている。鍵層KgP・Os(3,000年前と考えられる)が85H-1コアに示されている(図9)。

湖底沖積層形成過程：6,300y.B.P.以前では測点85H-1では堆積量が少なく、測点85H-2では非常に多く、測点85H-3もかなり多く堆積している。6,300y.B.P.以降では85H-1では湖底まで泥土だけが約19m堆積している。85H-2では11mと堆積量が少なく、シルト・砂泥・細砂が交互に堆積している。85H-3では約37mと堆積量が多く、少し泥土が堆積した後、細砂が大量に堆積している。これは浜名湾北部の海域では10,000～9,000年前から泥土が堆積し始め、シルト層を形成した。この泥土は主に都田川から引佐湖・細江湖を經由して主湖中央部の湖棚まで流出し、堆積した。その後古天竜川からの流出漂砂が浜名湾に流れ込み、東部海域に堆積し湖棚を形成した。6,300y.B.P.やや後年から中央部に向かって順に堆積し、湖棚を広くしていった。その湖棚最前線が小崖となっている。西に張り出した漂砂は加茂(2001b)が指摘したように湖西高校北裏の鷺津湾口及び新所沖まで達し、湖棚を形成した。測点85H-2の上部が6,300y.B.P.以後細砂・シルト・泥砂の互層になっているのはこの付近の海域が都田川の流れ及び海岸流の直流区域でなく、両者の流れのヨドミ水域であるため、滞流の影響で両者からの流出物が混在したと考えられる。湖棚最先端の小崖が湾曲しているのは岸辺近くほど浅くなるので、

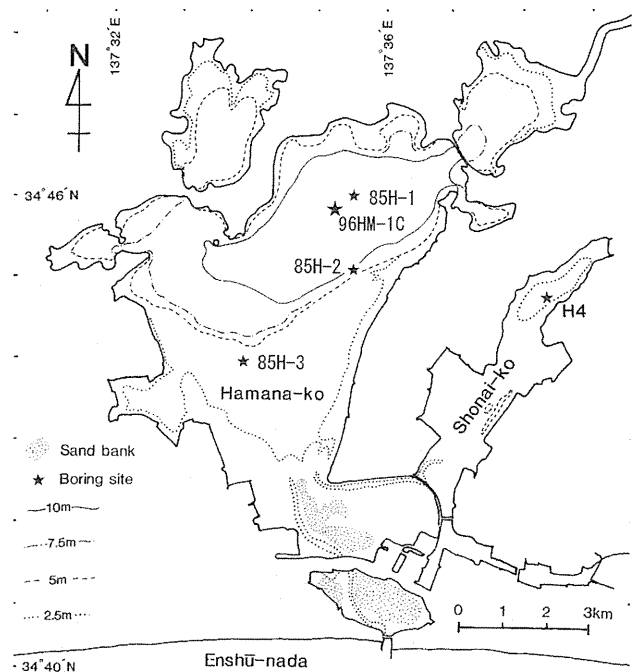


図8. 池谷ほか(1987)による浜名湖の地形と測点。静岡大学地球科学研究報告編集委員会より許可を得て転載。

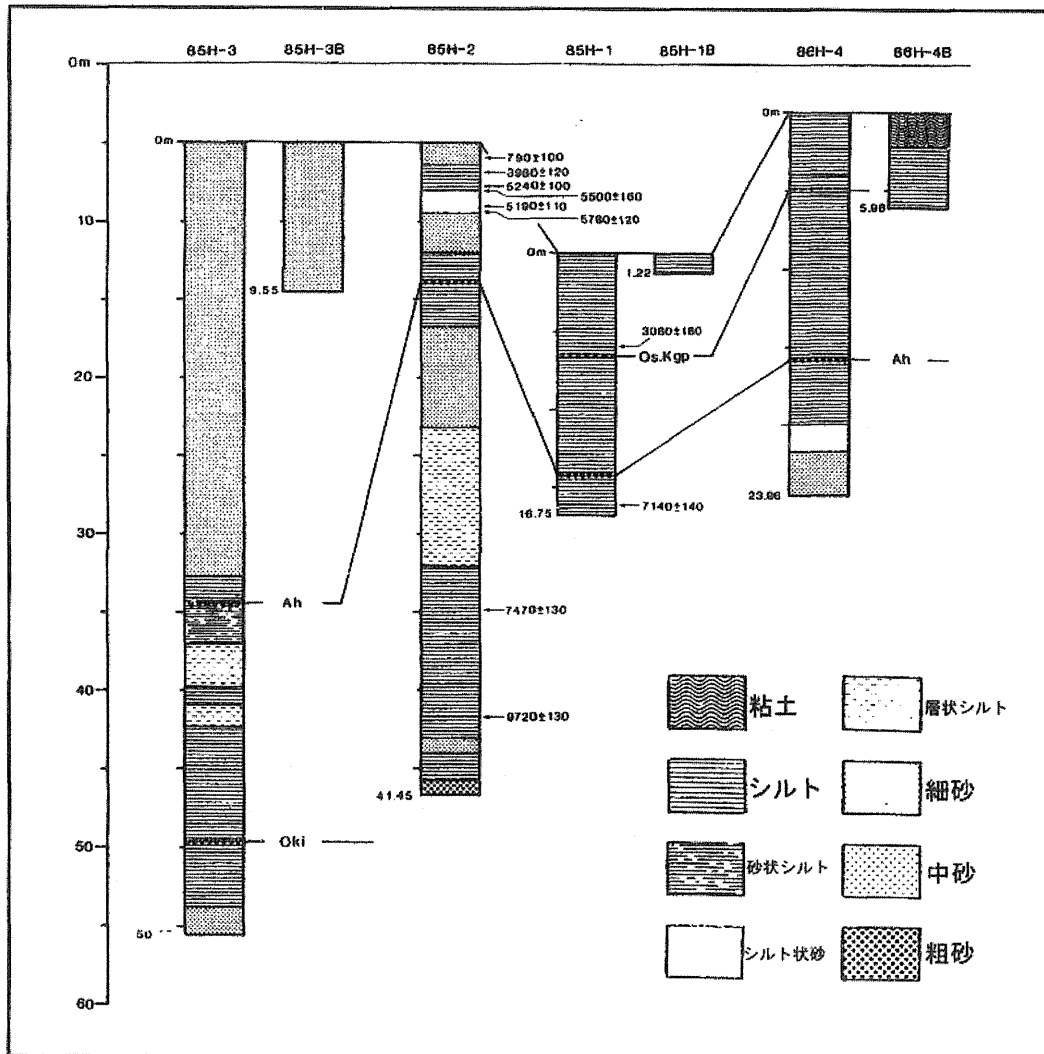


図9. 池谷ほか (1987) のボーリング柱状試料。
静岡大学地球科学研究報告編集委員会より許可を得て転載。

波による漂砂運搬エネルギーが大きくなるためである。そのため西岸及び東岸では湖棚が遠方まで達している。測点85H-1は都田川直流地点，測点85H-2はヨドミ水域，測点85H-3沿岸漂砂の直流水域と堆積条件・過程・速度が同一ではなく，異なることを重視したい。

ボーリングコア中の珪藻化石：池谷ら (1987) のボーリングコア中の珪藻遺骸群集の推移をもとに鹿島 (1988) は浜名湖の完新世における古環境変遷について次のように論述している。

「浜名湖の完新世における珪藻遺骸群集は，下位から上位に向かって5つの珪藻化石帯に大きくまとめられる」とし，塩分濃度を仮定している。そして「浜名湖は約9,000～6,000y.B.P.頃は現在よりも海水の流入量が多く塩分も高かったが，約6,000y.B.P.以降は逆に現在よりも低塩分水域となり，特に約3,000y.B.P.以降は一時的ではあるが淡水域となった可能性もあることが分かった」としている。

改めて鹿島 (1988) によって分析された珪藻遺骸群集の推移について，本湖85H-1，85H-2，85H-3のデータを掲げた (図10, 11, 12)。

85H-1では，海水生種が湖底下約-14 m (約6,300y.B.P.) から約-7 m (約3,000年前) まで多く検

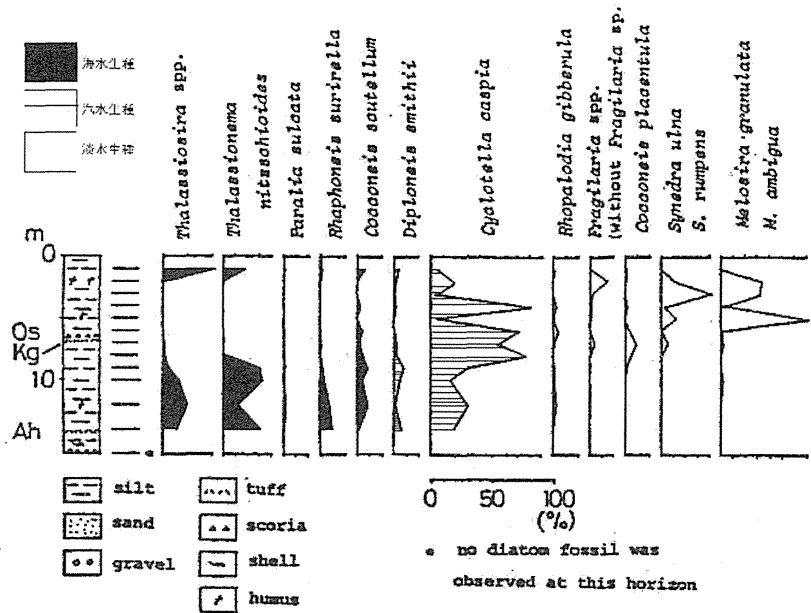


図10. 鹿島 (1988) による85H-1における珪藻遺骸群集の推移. 鹿島薫氏より許可を得て転載.

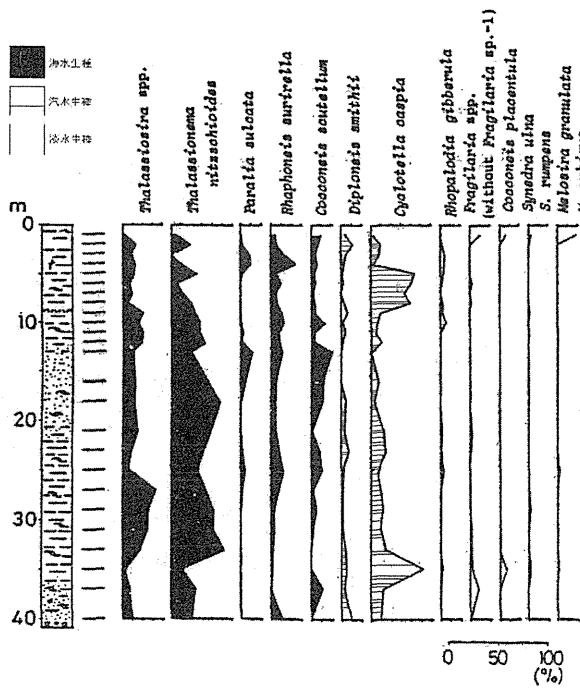


図11. 鹿島 (1988) による85H-2における珪藻遺骸群集の推移. 鹿島薫氏より許可を得て転載.

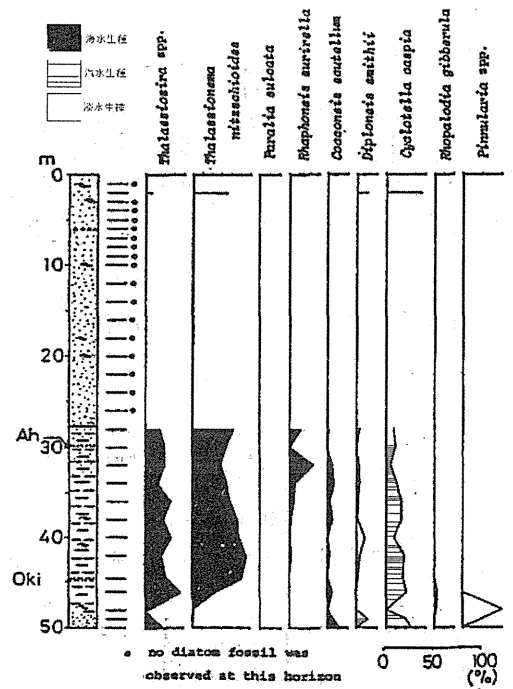


図12. 鹿島 (1988) による85H-3における珪藻遺骸群集の推移. 鹿島薫氏より許可を得て転載.

出され、湖底付近でも多い。汽水生種は全層準で検出されるが、-7 m (約3,000年前) 付近から湖底まで多く検出されている。淡水生種は-7 m以深では検出されず、-7 m (約3,000年前) 付近から湖底まで多く検出されている。

85H-2では、全層準にわたって海水・汽水生種が検出されている。海水生種合計と汽水生種合計の検出量はどの層準でも海水生種の合計量の方が多。淡水生種は-35 m付近と湖底に近い層準でわ

ずかに検出されている。他の層準では検出されない。

85H-3では、-28 m以深で海水生種、汽水生種がどの層準でもくまなく検出されている。検出総量は汽水生種より海水生種合計の方が極めて多い。淡水生種は-48 m付近で検出されるだけである。-28 m以浅ではどの種も検出されない。これは層相が砂層のためであろう。例外として湖底付近で海水生・汽水生種が検出されている。

測点の堆積環境・形成過程を加味した解釈：完新世の初め頃、浜名湾奥に主として都田川からの流出泥土が堆積し始め、続いて古天竜川からの流出漂砂が湾口東海域から順次堆積し、浅瀬を形成していったことや測点3箇所の堆積環境・過程・速度が違うことなどを考慮して珪藻遺骸群集の推移から、浜名湖の古環境を推定すると次のようになる。

浜名湖が形成し始めた1万年前から海域であり、塩分濃度が低下して沿岸の汽水域状態を示した可能性は考えられるとしても、淡水域の時代があった可能性は皆無である。

(2) 庄内湖の古環境：雄踏町（山崎）と古人見町との境界に注目すべき事柄がある。

山崎村と古人見村の境界：干拓農地と昭和新開の間は、地境が汀線から10 m～20 m程離れて存在する。山崎地内に古人見町がある（図13）。

昭和新開は山崎村地先の湖であったので昭和初期山崎村の有志が古人見村との境界から少し控えて埋め立てた。干拓農地は昭和20年代庄内湖干拓の代行事業として干拓された。古人見町側はこの湖域は古人見の海であるという先祖の取り決めを根拠に昭和新開に連続して干拓することを主張した（山崎区民は先祖の取り決めを無視して猛反対した）。古人見町側は大幅に譲歩（往古両村協定以前の地境迄控えて）して干拓事業を始めた。そのため村櫛工区が昭和23年から始まったのに対し、伊佐見工区は25年から開始、現状までで、干拓事業終了となった。

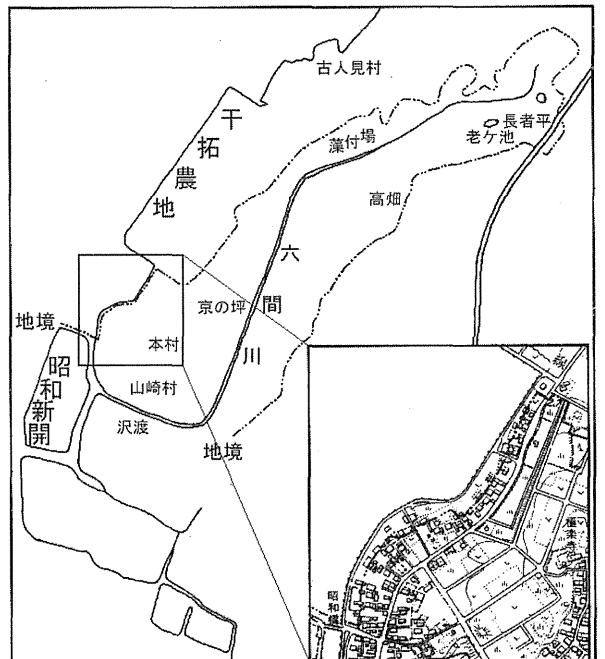


図13. 山崎・古人見村地境図。

この間の事情を静岡県土地改良史編さん委員会（1999）は「同時に計画したが、漁業組合と漁業補償問題が解決した昭和24年計画変更して昭和25年度着手した」としている。

山崎村と古人見村の先祖の取り決め：往古山崎村は本村を中心にわずかな洪積世台地しかなかった（沖積低地は全て海・湖であった）。古人見所有の台地が欲しかった。その台地は現在でも池があり、「アマツダ」又は「アマツダマリ」と呼ばれ、水の豊かな台地であった（この付近は「青山氏浜松領分絵図（1680）」には「田地」と記されている）。古人見村は多年生アマモが繁茂する浅い海湖が欲しかった。

両村が協議し、山崎地先の海湖の採草権（漁業権）と古人見所有の台地との交換が行われた。この交換が往古どの時代に行われたか記録は残っていない。しかし、決議事項は口伝で伝えられ、山崎地

先の庄内湖はお互いに古人見の海湖と認め、活用してきた。そのため山崎村は南北に細長く広がり、また土地の活用を類推させる「藻付場」・「長者平」・「老ケ谷」などの地籍名が残されている。山崎住民は地先の海に漁業権がなく、採草できなかった。

海域が陸地化すると、漁業権所有者に地権が生じるのが古来からの慣習である。山崎村地先の湖岸に古人見地があることは取り決め合意後、海湖の岸辺が陸地化したことを物語っている。

加茂(2005)が取り上げた天正16年(1588)領家方山崎又二郎塩年貢請取の文書中に人見次郎衛門の塩年貢請取の記録がある。これは山崎村地先に漂砂が打ち上げられ、生じた砂浜を人見村の次郎衛門が塩浜として活用していたと解釈できる。

アマモの分布と山崎村地先海湖の古環境：古人見村採草権の対象はアマモであった。アマモは淡水では育たず、濃い汽水域または海域に自生する。アマモはモクと呼ばれ、古来から堆肥として重用された。アマモは同一種でありながら多年生アマモと一年生アマモが実在する。多年生アマモは湖南部の泥砂地に一年生アマモは湖奥の泥地に自生する。多年生アマモは付着生物が多く肥料としての価値が高いため、これを求めて古代から争いが絶えなかった。記録に残る有名な争論は1665年(寛文5年)の村櫛村と宇布見村の藻草争論公事である。古人見村に採草権が譲渡された山崎地先も含めて庄内湖南部一帯は往古から多年生アマモが繁茂する底質が泥砂の海域であった。

1588年当時、人見村の住民が山崎地先で製塩していたという事実から山崎地先の海にはアマモが自生していたことになる。静岡県教育委員会(1985)によれば、村櫛におけるモク採りの歴史年表の最古資料として「永正年中(1504~1520)津波のため、田畑が海底に没し、そこにモクが生えてくる」という記述がある。これは台風などの暴浪により湖岸の堤塘が崩落し、田畑が湖底にもどり、そこにモクが生えてきたと解釈すべきことである。これは明応今切決壊の直後の記録である。

海域に自生する海草が庄内湾一帯に、明応(今切決壊)後僅か数年で有用植物として活用されるまでに分布・繁茂することなどあり得ない。また湖東海辺だけでなく西海辺(湖西市)でも藻草争論公事の記録(1654)が残っている(静岡県教育委員会, 1984)。庄内湾だけでなく往古から浜名湖全海域にアマモが自生していたと推定するのが自然であろう。

4. 過去1,000年間の浜名湖古環境の再検討

(1) 過去1,000年間の珪藻遺骸群集の推移：本田・鹿島(1997)は1996年10月に島根大学高安らによった採取されたボーリング試料を分析し、「浜名湖中央部における過去約1,000年間の古環境変遷について、AD1,000~AD1,498間淡水湖沼であり、今切決壊により海水流入による塩分上昇があった」とした。その根拠として96HM-1C(図14)試料で湖底下約-140cmを境にして淡水生種が際だって減少し、海水・汽水生種の検出量が大幅に増加していることをあげている。そしてボーリングコア約-140cmの堆積時は今切決壊の1498年であろうと推定している。著者は96HM-1C珪藻分析結果で、1498年以前淡水湖であったといえるかに疑問を抱き、試料分析結果を掲げ、改めて検討した。

湖底下約-140cm以深で淡水生種に混じって海水・汽水生種が検出され、その検出量は無視できないほど多い。-140cm~-250cm付近では、(海水+汽水生種)と淡水生種との比率は40%、海水生種と淡水生種の比率は20%を占める。淡水湖に海水・汽水生種は生息できず、海水・汽水生種の遺骸

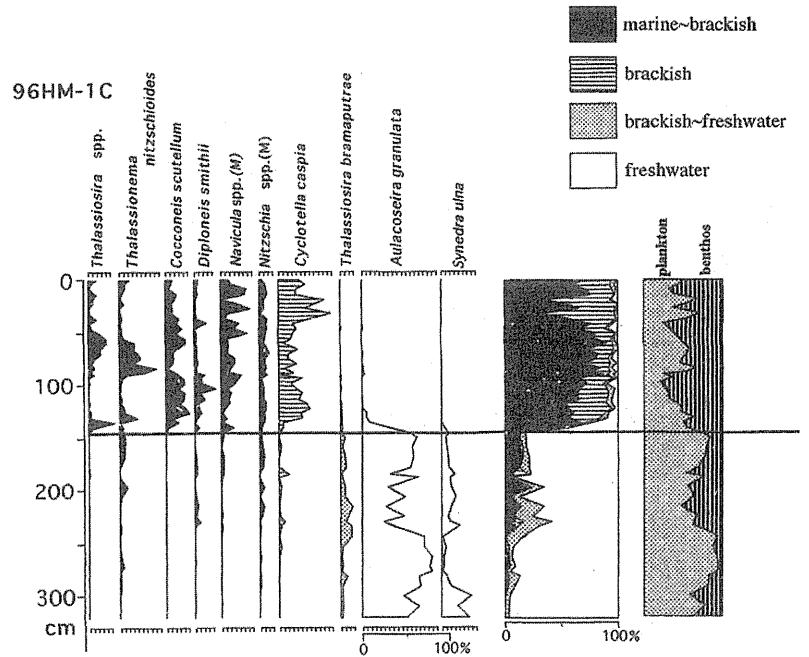


図14. 本田・鹿島 (1997) によるボーリングコア96HM-1C試料珪藻分析結果。鹿島 薫氏より許可を得て転載。

が流入することも考えられない。因みに測点96HM-1Cは湖中央ではなく、湖奥の湖心付近である (図8)。

(2) 1498年以前の古環境：これは湖奥の湖心付近まで海水が流入していたと考えるべきである。湖奥の湖心付近がAD1000～AD1498間淡水域であり、かつ海水域であったことを物語っている。測点付近が淡水域であり、海水域であったとすれば、海水生種・汽水生種・淡水生種の混在を説明できる。この時代旧湖口・帯ノ湊が狭かったため、灘と浜名湖との水交流に障害があり、また湖内流もほとんどなかった。入潮 (海水) は湖棚付近で攪拌されても密度が大きいいため、淡水の下部に潜り込み、湖奥の深みでは淡水・汽水の2層または淡水・汽水・海水の多層構造になっていた。また湖内流が弱いため湖北では滞流傾向が倍加していたと考えられる。文徳実録の「開塞無常。湖口塞則民被水害」(850)なる記述を大事にしたい。湖口が狭いため落水で浜名湖が満水し、湖辺が度々冠水被害にあったという記録である。また七夕・秋雨・台風などの豪雨の際、湖内マダコ漁の経験から加茂 (2000) が指摘したように、現在でも浜名湖は上層が淡水、下層が海水の2層状態を持続することがある。

湖棚北端の85H-2のデータは湖底直下で淡水生種が僅少検出され、各層準では海水生種・汽水生種がむらなく検出された。これは湖棚区域が往古から海域または汽水域であったことを示す。また85H-1のデータは湖底下-9～-6 mを境に以深では淡水生種が検出されず、以浅で多量検出された。海水生種は湖底下-9 m以深で各層準で検出され、以浅では極めて少ない。汽水生種は各層準でむらなく多量に検出された。これは測点85H-1を含めた湖奥湖心付近が淡水と汽水と海水の多層構造だった時代があったことを語っている。

1498年以前の浜名湖古環境については、85H-1・85H-2・85H-3の珪藻遺骸群集の推移のデータから湖底沖積層が堆積し始めてから、測点85H-1湖底下-9 m堆積時 (年代不明) まで海域であった。また96HM-1C試料データから、その後1498年今切決壊まで、浜名湖南部の湖棚付近は海域または汽水域

であり、湖奥は見かけ状淡水域だった可能性が高いことになる。

(3) 帯ノ湊開口 (850年頃) から今切決壊 (1498年) までの水交流：文徳実録には角避比古神 (850)、三代実録には濱名橋 (884) の記述がある。また平安・鎌倉時代、旅人が当時の浜名湖南部の景観を詠歌・紀行文などにまとめ、後世に伝えている。これら六国史は実録であり、詠歌・紀行文は実見したことを文学的に表現した後世への伝言である。現世の調査・研究から推定した仮説より地史を正しく語っている。

砂堤が伸びきって浜名湾口を塞いだ段階で、浜名湖は一時的に淡水域になった可能性はある。続いて帯ノ湊が潟湖状湖口またはセギ状湖口であった時代 (840～850年) には極めて短期間であろうが、湖口が開いたり、閉じたりしていた。だからこの時代浜名湖が最も低塩分の汽水湖であった。砂堤が安定し、駅路 (東海道) が開かれ、帯ノ湊の安全な場所に浜名橋が架けられた。三代実録には「遠江国濱名橋長56丈、廣1丈3尺、高1丈6尺、貞観4年修造、曆廿余年、既以破壊」現代訳「濱名橋長さ約180 m、広さ約4.3 m、高さ約5.3 m、貞観4年 (862) 修造」とある。862年修造とあるので、安定したキセル状湖口帯ノ湊が形成された頃築造されたと推定できる。湖口から浜名湖に通じる最も安全で、川幅の狭い海域に架けられたはずである。架橋場所は現在の新居橋本上下神社の南東、老人福祉センターの西付近である。橋の長さが180 m、高さが5.3 mであることから川幅はせいぜい200 m、水深は深くても3 m程度であろう。この橋を実見した菅原孝標の娘は更級日記 (1017) で「浜名の橋、下りし時は黒木を渡りたりし、このたびは、あとだに見えねば船にて渡る。入江に渡りし橋なり」と記述している (犬養校注・訳, 1994)。一般的に黒木とは皮付きの丸太のことであるが、養鰻池浜名890番地から1991年発掘され、新居町教育委員会に保存されている橋杭には全体を焦がした跡が歴然と残っている。人為的に木肌を炭化した丸太である。架橋地点は更級日記にあるように入江・海域だったのである (浜名川などなかった・漁民は浜名湖をカワと言う)。帯ノ湊からの入潮は浜名橋を通過し、「三文字」 (図15) から主として湖内へ流入していた。「三文字」は地元民が名付けた砂堤北・東西の水路と湖内流入水路のT字形分岐点である。「三文字」分岐点では滞流が生じ、北東に浅瀬ができ、さらに砂洲を形成した (この砂洲が平安・鎌倉時代渡船の中継地であったため、「北渡場」と名付けられた。その後砂洲は拡大し、江戸期には元荒井と呼ばれた)。この砂洲が灘と湖内との水交流の妨げとなり、交流水量が少なく安定し、浸食を防ぎ、今切決壊まで長期間 (650年間) キセル状湖口を保ったと推定する。浜名橋杭にフナクイムシ対策が施されていたこと、詠歌「潮みてるほどに行きかふ旅人や浜なのはしと名つけ初めけん (983)、紀行文「橋の下にさしのぼる潮は、帰らぬ水をかへしてかみざまにながれ (1223)」などから入潮がかなり激しく流入していたと推定する。しかし、流入路が狭い

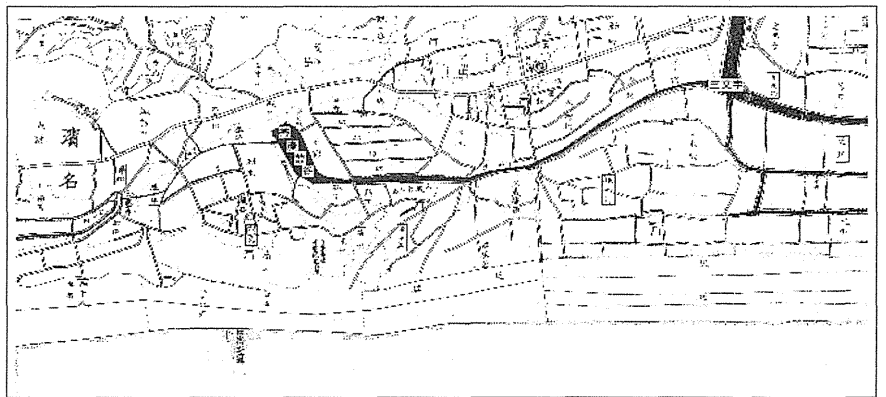


図15. 新居町地名全略図 (南部区域部分図)。大日本帝国市町村地図刊行会 (1937) より転載。

(200 m × 3 m) ため流入量が少なく、三文字付近砂洲の障害により流速が削がれ、浜名湖は850年頃から明応の今切決壊（1498）までは古今を通じて塩分量が少ない汽水域であった可能性が高い。しかし水深5m以下である湖棚海域は一般的潟湖の塩分濃度を示してはいたはずである。そして淡水域ではなく汽水域・海域であったことを海水生有用植物アマモの自生が証明している。

5. 明応（今切決壊）前後の浜名湖南部の地形

(1) 今切決壊時の地変などの再検討：今切決壊の主因について加茂（2005）は宗長日記を取り上げたが、言及不十分であった。宗長は飯尾家（浜松）や江間家（山崎）など今切決壊を実見した地元民の証言を「一とせのたかしほよりあら海おそろしきわたりす」と代弁したのである（島津校注, 1975）。だから明応地震による地盤沈下はなく、大津波により砂堤が決壊したと推定するのが妥当である。浜名湖南部が沈降したといろいろ論述されているが、調査してもその痕跡はどこにも残っていない。

新居町（1960）に明応年間の今切決壊を記述した「遠江国敷智郡笠子荘今切之渡開始並同所ニ関所を定メ給濫觴附関守歴代」があり、その中に「甚雨風海漏浜居皆漂蕩」という記事がある。静岡県（1996）ではこれを取り上げ、「浜居を宿場橋本の家並」と解釈し、「明応8年6月10日には高潮被害に遭い易い地形に変化していた」としている。しかし中村家（雄踏町）に保存されている同名の古文書には浜居ではなく「塩濱居」と、新居関所保存の「今切旧記」（図16）にも「塩濱居」と記述されている。だから「浜居」は宿場橋本家並の民家でなく、海浜に建てられていた塩浜小屋が流出したと解釈すべきである。だから自然災害誌の橋本付近の損傷論述は間違っている。また「塩濱居皆漂蕩」という事実が明応8年6月10日としているのも疑問である。それは明応大地変の頃には該当する海辺に塩浜はなかったからである。この「塩濱居皆漂蕩」の記述は後代の災害記録とすべきである。

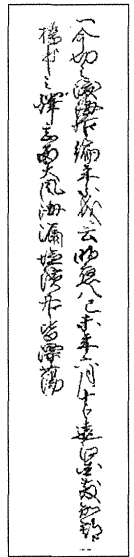


図16.
古文書今切
旧記。

新居町（1961）に「遠江国浜名橋記」がある。その中に「小松茶屋の西に、栗原といふて、家居7・8軒有て塩を焼く。帯の湊は栗原の西にあり、浜名川の海へ落る所なり」とある。図15は新居町南部の地名図である。図中央部「南中島」北に堤塘が北東から南西に伸びている。この堤塘から「溝坪」辺りまでが帯ノ湊であった。今切決壊後流水量が激減し、砂洲が生じた。そこが栗原であり、現在の松山部落（大谷付近）である。前記述堤塘の西に塩浜という地籍が2ヶ所認められる。これは浜名湖と遠州灘との交流水の激減で水流が緩やかになった時代、この地に塩浜が開発されたことを物語っている。

新居町には「遠湖変革組合枝図」など浜名湖変遷絵図が、また周辺各地には史実らしき伝承や古記述が残されている。しかし浜名湖変遷絵図は平安・鎌倉時代の紀行文・詠歌などを参考にして東海道がどのように変遷してきたかを江戸後期に描いたもので、地史を記述したものではない。これらの絵図が正しいとして、この絵図を根拠にした論文や県史などの論述は正しいものではない。また明応今切決壊についての伝承や古記述を全て事実とした論証は誤りが多く、空虚であることを認識したい。

(2) 明応今切決壊前後の浜名湖南部の地形変遷：加茂（2003, 2005）が論述したように天竜川から

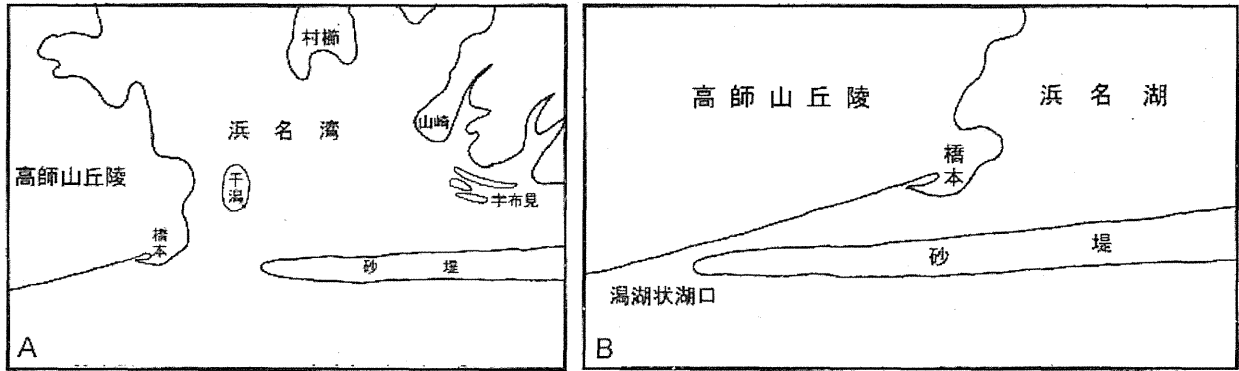


図17. A, 840年頃の浜名湾口. B, 840-850年間の渦湖状湖口.

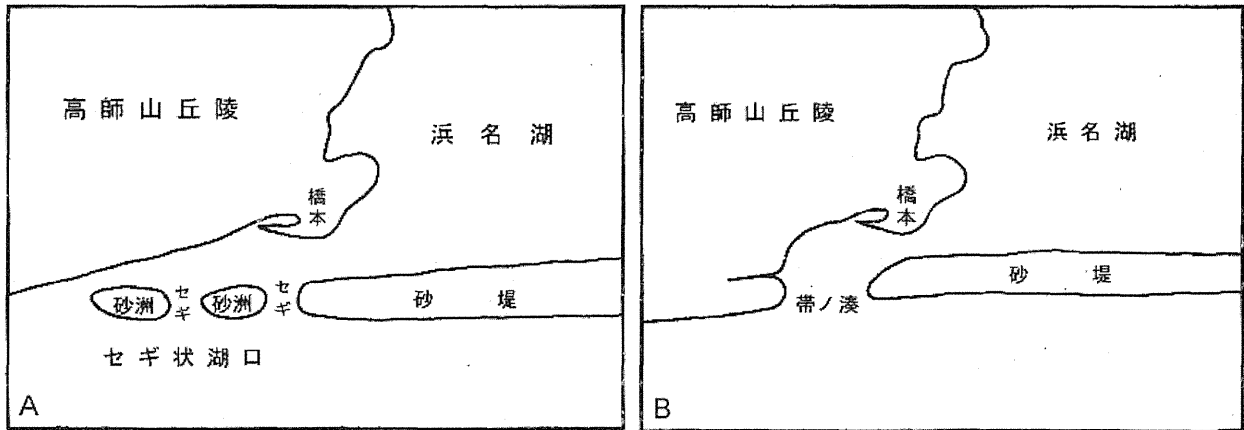


図18. A, 840-850年間のセギ状湖口. B, 850年頃のキセル状湖口・帯ノ湊.

の沿岸漂砂が東側から堆積し、砂堤を造成し、さらに砂堤が西に伸びていった (図17a)。浜名湾口が狭まり、最終的に砂堤の西先端に湖口を形成した (図17b)。渦湖状湖口であった。ついで湖からの落水で砂堤先端の所々が切れ、セギ状湖口になった (図18a)。年代推定根拠は文徳実録の記述「湖有一口、開塞無常」(850)である。「一箇所だけの湖口が漂砂の堆積で開いたり塞がったりしていた」と地史的に解釈できる。角避比古神が官社に列せられた850年頃セギ状湖口が決壊し、キセル状の帯ノ湊が形成した (図18b)。その後、帯ノ湊の安全な場所に浜名橋が架橋され、864年修築された浜名橋は平安・鎌倉時代、東海道の要所になった。架橋地点は入江の激流区域であったので浜名橋は何度も破

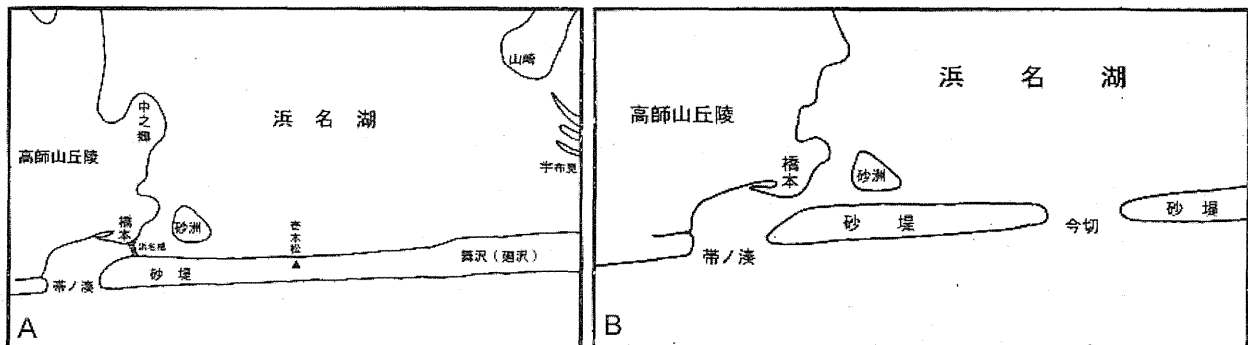


図19. A, 平安・鎌倉時代の浜名湖南部の地形. B, 1498年今切決壊直後の地形.

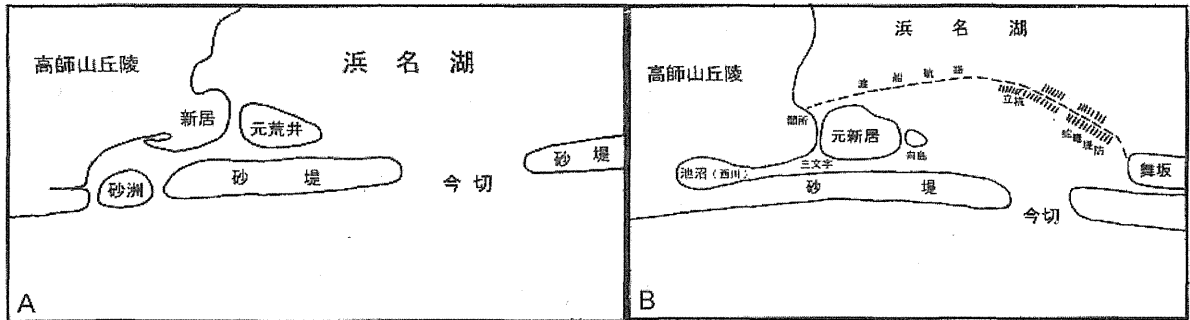


図20. A, 今切決壊から江戸初期の地形. B, 宝永関所移転 (1707) 後の地形.

壊した。その場合東方の砂洲を中継して渡船した。渡場・北渡場の地籍名の由来である。渡場は砂堤に、北渡場は砂洲上にあった。砂堤は東海道駅路としてまたとない地形であった。砂洲は入江海域に立ちはだかるように広がっていた (図19a)。灘からの入潮は主として砂洲西側のミヨ (水脈) を通じて浜名湖に流入していた。このような地形から浜名湖と灘との交流水量が制限されていたと考えられる。1498年砂堤の舞阪側が決壊し、新湖口今切が生じた (図19b)。湖口が二つの時代がしばらく続いた。旧湖口帯ノ湊には漂砂が堆積し始め、砂洲が形成した。砂洲 (現松山部落) を挟んで西側水路の流量が多かった。東側の水路が海浜になり、塩浜として開発された。前項で取り上げた塩濱居はこの時代、この内湾海浜にあった塩浜小屋であった。北渡場があった砂洲は拡大し、元荒井と呼ばれた (図20a)。ミヨ (水脈) は細り、T字形に交差した水路となり「三文字」と名付けられた。その後旧湖口帯ノ湊の東側が塞がり、さらに西側も塞がった。現在でも西側の「西千木」付近は標高が低く、暴浪の際には冠水した。旧湖口が閉塞してから、帯ノ湊跡地は池沼になった。地元では西川と呼ばれていた。地籍名「帯湊葎谷」は1960年頃まで池沼であった。図15で黒く塗りつぶされた所が1937年頃の水路であった。「元荒井」は浜名湖本湖と今切を通じた遠州灘との交流水による浸食・堆積によりさらに拡大し、「元新居」「向島」の2島に分かれた。江戸期関所が最終地点に移築されてから、航路が長くなり、灘からの波浪を避けるため、立杭・砂入り蛇籠で堤防を両側に築き、その内側が渡船航路になった。南側堤防は後の弁天島になり、当時の渡船航路跡には新幹線が走っている。これが史実などを基にした明応今切決壊前後の新居町周辺の地形変遷である (図20b)。

(3) 砂堤の造成と生物相などとの総合解釈：珪藻遺骸群集の推移分析結果、アマモの自生、塩浜としての湖辺の活用などと浜名湾口砂堤の造成過程を総合すると、浜名湖の完新世の古環境変遷は次のようになる。

およそ1万年前三方原台地と湖西連峰・高師山丘陵に挟まれた浜名湾という海域が広がっていた。そこに天竜川からの沿岸漂砂が流れ込み、湾南部を浅い海に変えていった。その後沿岸漂砂は汀線に带状に堆積し、砂堤となり、東西に長い砂堤を形成し西に伸びていった。そして砂堤が伸びきって、浜名湾口を塞いで840 - 850年頃浜名湖を形成した。この時代は極めて低塩分の汽水域であった。湖口が狭かったが、旧湖口帯ノ湊が安定するに従い、徐々に塩分濃度が高まり、1498年今切決壊で、潟湖らしい汽水湖になった。

東海辺の雄踏地内では雄踏小学校・千塚山 (前述した砂丘) ラインを境に北裏側には葦原が広がり (ピ

ート層が存在し), ライン南側では汀線に沿って砂浜があり, 新川南側の篠原飛地ラインも同様の砂浜であった。東関紀行(1227)には「舞沢の原といふ所に来にけり。北南は眇々とはるかにして, 西は海の渚近し。錦花繡草のたぐひはいとも見えず, 白き沙のみありて雪の積れるに似たり」と舞阪辺りの砂堤の景観を言い表している(長崎校注・訳, 1994b)。湾口を塞いだ砂堤のほぼ400年後の姿である。西海辺の新居町でも宝永関所移転に伴って宿場町に造成された海域には山際では葦原が広がり(ピート層が存在し), 東側の地籍名瀬先・塩浜・洲崎付近は砂浜であった。これらを総合すると, 1000年以前浜名湖南部の浅瀬は形成間もないラグーンであり, アマモが群生していたと考えられる。

6. 今後の課題

浜名湖の起源と地史的変遷は, 浜名湾口を閉鎖した砂堤の形成過程と生物相からみた古環境の変遷を並記して論究しなければならない。

加藤(1957)は「三方原台地南の沖積低地について, 6列の砂堤の存在と沖積低地の隆起または海水準の低下」を示唆した。池谷ら(1990)は「10,000y.B.P.以降の浜名湖変遷図を提示し, その中の3,000y.B.P.と1,800y.B.P.推定図2図は砂嘴(砂堤)が浜名湖口を塞いでいる」とした。どちらの学説も加茂(2001b)は批正し, 加茂(2003, 2005)両年にわたって, 「沖積低地は天竜川からの沿岸漂砂が帯状に堆積して南に張り出したこと, さらに西に運ばれた漂砂が砂堤となって浜名湾口を塞いでいった」と論じた。今もって批正論述は無い。2001年静岡地学会年会での池谷(私信)から肯定発言を頂いた。

鹿島(1988), 本田・鹿島(1997)は珪藻遺骸群集の推移から浜名湖の古環境の変遷を論じた。共通していることは混在した海水・汽水生種を軽視し, 淡水生種を過大評価している。特に1996年ボーリングコア分析結果では, -140 cm以深で検出された海水・汽水生種を無視したことである。これは一般化している伝承に惑わされたからだろう。

1985年の測点は湖心付近であり, 1996年の測点は湖中央としながら湖奥湖心付近で, 測点が浜名湖湖奥に偏っていることと, 1000年以降の古環境を1箇所だけのデータで推論したことが適切であったかという問題がある。

完新世の浜名湖古環境変遷を論じるには湖南部の鷺津湾, 本湖中央部の湖棚, 庄内湾口など3箇所の測点は必須不可欠である。それに既知の湖北の85H-1・85H-2・85H-3・96HM-1Cのデータを加えて, 珪藻遺骸群集の推移をまとめ, 海域から汽水域に変遷した年代などを論じなければならない。

引用文献

新居町役場(1960): 新居町史史料編1. 新居町役場, 213p.

新居町役場(1961): 新居町史史料編2. 新居町役場, 188p.

大日本帝国市町村地図刊行会(1937): 新居町土地宝典.

本田秀一・鹿島 薫(1997): 湖底堆積物から見た浜名湖の最近1,000年間の古環境変遷. LAGUNA(汽水域研究), 4, 69-76.

- 池谷仙之編（1988）：浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究, 研究成果報告書. 静岡大学理学部, 190p.
- 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・和田秀樹・大森真弓（1987）：浜名湖のボーリング柱状試料について. 静岡大学地球科学研究報告, 13, 67-111.
- 犬養 廉校注・訳（1994）：更級日記. 277-384, 新編中世日記紀行集26, 小学館.
- 加茂豊策（2000）：集中豪雨によるマダコの大移動. 遠州の自然, 23, 53-60.
- 加茂豊策（2001a）：浜名の渡りと鎌倉への道. 加茂豊策, 199p.
- 加茂豊策（2001b）：浜名湖の起源と湖口変遷. 静岡地学, 84, 29-36.
- 加茂豊策（2003）：天竜川の変遷と浜松市南部の沿岸低地造成の関係について. 静岡地学, 88, 21-28.
- 加茂豊策（2005）：明応（今切決壊）以前の浜名湖南部の地形. 静岡地学, 92, 11-24.
- 鹿島 薫（1988）：浜名湖の湖底堆積物中の珪藻. 池谷仙之編, 浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究, 研究成果報告書, 62-76, 静岡大学理学部.
- 加藤菅根・皆川剛六訳（1935）：遠江国風土記傳. 谷島屋書店, 764p.
- 黑板勝美編（1966）：国史大系3日本文徳天皇実録. 吉川弘文館, 125p.
- 黑板勝美編（1966）：国史大系4日本三代実録. 吉川弘文館, 643p.
- 加藤芳郎（1957）：蜷塚遺跡付近の地形について, 蜷塚遺跡第1次発掘調査報告書. 浜松市教育委員会, 72-89.
- 長崎 健校注・訳（1994a）：海道記. 新編中世日記紀行集48. 小学館, 11-84.
- 長崎 健校注・訳（1994b）：東関紀行. 新編中世日記紀行集48, 小学館, 105-141.
- 島津忠夫校注（1975）：宗長日記. 岩波文庫, 204p.
- 静岡県（1996）：静岡県史, 別編2自然災害誌. 静岡県, p808.
- 静岡県教育委員会（1984）：浜名湖における漁労習俗. 静岡県教育委員会, 138p.
- 静岡県教育委員会（1985）：浜名湖における漁労習俗Ⅰ. 静岡県教育委員会, 253p.
- 静岡県土地改良史編さん委員会（1999）：静岡県土地改良史. 静岡県, 1173p.
- 海津正倫（1994）：沖積低地の古環境学. 古今書院, 259p.