汽水湖堆積物における塩化物イオンの拡散：
浜名湖掘削試料間隙水中の塩素量の鉛直分布*

加藤義久・宮田達夫[†] 和田秀樹[‡] 南 秀樹^{**}

**Diffusion of Chloride in Sediments of a Brackish Lake:
Distributions of Chlorinity in Pore Waters of Drillcores
from Lake Hamana**

Yoshihisa Kato, Tatsuo Miyata^{††}, Hideki Wada^{‡‡} and Hideki Minami^{***}

Abstract

Three drill sediment cores, which penetrated throughout the Holocene, were collected in 1985 from the bottom of a coastal brackish lake, Lake Hamana, Japan. Chlorinity in pore waters extracted from the sediment samples was determined. In 2 cores by the ocean side, chlorinity is low in the upper and lower silt layers and high in the middle fine sand layers. However, the core in the most-inland site is composed of silty clay at the whole depth, and chlorinity gradually decreases from 16.67 g kg⁻¹ in the surface layer, closely to that in the lake bottom water, to 1.35 g kg⁻¹ at the bottom depth of 5.32 m. Using non-steady state diffusion-advection models, the distributions of chlorinity in cores from the ocean and most-inland sides were analyzed. The comparisons between measured and predicted distributions suggest as follows; (1) from the ocean side core the salt water is laterally transported from the sea to the lake through the sandy sediment layer, and (2) from the inland side core the elapsed time while chloride in the lake water diffuses into the sediment is estimated to be 200-300 years at least, and therefore the recent increase in salt concentration of the lake water can be attributed to the change of the mixing rate of oceanic water and fresh lake water by mainly giant tsunami disasters since the early 18th century.

1. 序 論

浜名湖は現在今切口における狭い水路を隔てて遠州灘とつながり、そのために外海水が流入し汽水湖を形成している。外海につながる本湖南部の水深は約 3m と浅いが、湖奥部では 12m で窪地形をなす。このために浜名湖は、夏期には水温成層の発達に伴って湖水の鉛直混合が妨げられ、約 4m 以深では硫化水素が発生する典型的な強還元環境となる。最近では、1953 年 9 月の台風によって湖口は決壊し、湖口幅が 800m に広がった。翌 1954 年には今切口は幅 200m に改修固定化された。また 1970-1972 年には漁業振興のために南部浅海域の浚渫や作渚

* 1995 年 10 月 13 日受領；1996 年 1 月 22 日受理

[†] 東海大学海洋学部海洋科学；〒 424 清水市折戸 3-20-1

[‡] 静岡大学理学部地球科学科；〒 422 静岡市大谷 836

^{**} 北海道東海大学工学部海洋開発工学科；〒 005 札幌市南区南沢 5 条 1-1-1

^{††} School of Marine Science and Technology, Tokai University, Shimizu, Shizuoka, 424 Japan

^{‡‡} Faculty of Science, Shizuoka University, Shizuoka, 422 Japan

^{***} Faculty of Engineering, Hokkaido Tokai University, Minami-ku, Sapporo, 005 Japan

Fig. 1. Sampling locations of 3 drillcores in Lake Hamana.

が行われるなど、浜名湖の海水交換は最近増進した。松田 (1983) は 1950–1980 年までの湖水の塩素量の観測結果を解析して、湖内全平均塩素量が 1950 年初めに約 10‰であったものが漸次増加し、1965 年以降は約 16‰でほぼ一定となっていることを示した。それでは歴史的時間規模では浜名湖の水質はどのように変遷してきたのであろうか。

池谷 (1988) は浜名湖の起源と地史的変遷を明らかにするため、完新世の基盤に達する 4 本のコアを掘削採取した (コアの記載は池谷ほか (1987) に詳しい)。そして堆積層の詳しい観察と粒度分布、炭素 14 法による年代測定、それに生物遺骸群集の解析などの情報から、多角的にその変遷を明らかにしている。すなわち、最終氷期海水準降下と共に深く下刻された谷地形が、その後の気候温暖化による海水準上昇によっていわゆる“溺れ谷”となり、次に古天竜川から流出した多量の碎屑物が沿岸流によって湾口部に運ばれ、湾口が次第に狭められたことによって“古浜名湾”から“古浜名湖”誕生に至ったとされている。そして、縄文海進以後の 3500 年前頃から海水準が低下することに伴い、古浜名湖湖口付近に形成した砂堤によって湖は閉塞し、2800 年前頃には完全に淡水化したと考えられている。しかしながら、生物遺骸群集解析では湖水塩分の相対的変動の情報は得られても、絶対的変動まで復元することは困難である。

Fig. 2. Sedimentary facies of cores (after Ikeya *et al.*, 1990). Figures represent ^{14}C age (B. P.). Abbreviations for tephras are as follows; Os is Osawa scoria (ca. 3000 yr B. P.), KgP is Kawago-daira pumice (ca. 3000 yr B. P.), Ah is Kikai-Akahoya volcanic ash (6300 yr B. P.) and Oki is Utsuryo-Oki volcanic ash (9300 yr B. P.).

海水準変動は地球規模の現象であるが、それに加えて自然災害による環境の改変が起こる。浜名湖では 1498 年の明応地震にともなう津波によって海岸の砂堤が決壊し(「今切」の名の起こり)、それまで淡水湖であったところに外海水が流入し始めたことが知られている。加えて、その後も浜名湖周辺地域に被害を与えたであろうと推測される巨大地震とそれに伴う津波の発生が幾つか記録されている (宇佐見龍男, 1975; 渡辺偉夫, 1985)。しかしながら、浜名湖の海水交換がどのような規模で起こったかについては明らかではない。

Table 1. Chlorinity in pore waters of drillcores from Lake Hamana.

85H-1 Sample No.	Interval cm	Depth cm	Cl g/Kg	85H-2 Sample No.	Interval cm	Depth cm	Cl g/Kg	85H-3 Sample No.	Interval cm	Depth cm	Cl g/Kg
121-13	3.0-7.2	5.1	16.67	246-2	0.0-3.0	1.5	16.79	1	238-250	244.0	6.95
121-11	12.2-17.2	14.7	16.31	247-2	93.6-103.6	98.6	12.24	3	557-570	563.5	5.58
121-9	22.2-27.2	24.7	15.80	207	533-547	540.0	6.62	5	887-900	893.5	4.66
121-7	32.2-37.2	34.7	16.58	208	676-689	682.5	4.18	10	1297-1310	1303.5	13.47
121-5	42.2-47.2	44.7	14.94	212	1075-1088	1081.5	1.87	12	1535-1548	1541.5	12.11
121-3	52.2-57.2	54.7	14.28	213	1178-1190	1184.0	1.74	14	1667-1680	1673.5	9.67
121-1	62.2-67.2	64.7	13.54	216	1463-1474	1468.5	6.37	18	1994-2007	2000.5	9.76
121-32	67.2-70.6	67.4	12.29	217	1548-1558	1553.0	8.28	22	2357-2370	2363.5	9.37
121-30	75.6-80.1	77.9	11.63	219	1688-1700	1694.0	9.05	24	2557-2570	2563.5	10.32
121-28	85.1-90.1	87.6	9.64	220	1767-1779	1773.0	10.57	26	2675-2688	2681.5	13.26
121-25	99.9-104.8	102.4	10.51	222	1951-1963	1957.0	10.94	29	3057-3070	3063.5	10.38
121-23	109.8-114.8	112.3	10.01	223	2021-2033	2027.0	11.59	30	3159-3172	3165.5	9.32
121-21	119.8-125.8	122.8	9.48	224	2135-2145	2140.0	11.79	32	3367-3380	3373.5	7.51
121-19	130.8-136.5	133.7	8.98	225	2218-2230	2224.0	11.36	35	3668-3680	3674.0	4.91
121-17	141.5-147.8	144.7	8.69	226	2292-2303	2297.5	7.91	36	3764-3780	3772.0	4.18
121-16	147.8-155.4	151.6	8.55	230	2655-2666	2660.5	1.63	37	3882-3895	3888.5	2.46
122-112	205.0-210.2	207.6	7.87	231	2777-2790	2783.5	1.04	38	3983-4001	3992.0	3.13
122-110	215.4-221.0	218.2	6.14	232	2914-2926	2920.0	0.66	39	4113-4125	4119.0	2.61
122-108	226.2-231.0	228.6	7.13	235	3166-3180	3173.0	0.60	40	4230-4240	4235.0	2.28
122-106	236.0-241.0	238.5	6.94	237	3330-3340	3335.0	0.53	41	4339-4350	4344.5	1.98
122-104	246.0-251.0	248.5	6.58	238	3489-3500	3494.5	0.46	42	4438-4450	4444.0	1.73
122-102	256.4-261.6	259.0	6.19	241	3787-3800	3793.5	0.27	43	4513-4535	4524.0	1.68
122-218	271.4-275.8	273.6	5.87	242	3887-3900	3893.5	0.24	44	4647-4660	4653.5	1.26
122-216	281.0-285.8	283.4	5.20	243	3960-3973	3966.5	0.32	45	4763-4780	4771.5	0.95
122-214	290.8-295.6	293.2	4.85	244	4092-4105	4098.5	2.01	46	4885-4898	4891.5	0.77
122-212	300.6-305.4	303.0	4.57					47	4990-5005	4997.5	0.52
122-210	310.4-315.2	312.8	4.30								
122-208	320.2-325.4	322.8	4.08								
122-206	330.4-335.6	333.0	3.87								
122-204	340.6-346.0	343.3	3.62								
122-202	351.2-356.8	354.0	3.41								
123-308	406.0-410.4	408.2	4.12								
123-306	415.6-420.2	417.9	3.89								
123-304	425.4-430.2	427.8	3.74								
123-302	435.4-440.4	437.9	3.87								
123-418	450.8-455.4	453.1	2.82								
123-416	460.6-465.2	462.9	2.41								
123-414	470.4-475.0	472.7	2.12								
123-412	480.4-485.2	482.8	1.94								
123-410	490.2-495.0	492.6	1.84								
123-408	500.0-504.8	502.4	1.75								
123-406	509.8-515.0	512.4	1.58								
123-404	520.0-524.8	522.4	1.50								
123-402	529.8-535.0	532.4	1.35								

湖の水質の変遷が比較的良好に知られている例として、福井県にある汽水湖である三方五湖をあげることができる。五湖の一つである久々子湖はもともと直接日本海に湖口を持つ汽水湖であるが、その内陸側にある水月湖はかつては淡水湖であった。久々子湖と水月湖の間は1664年に開削された浦見川によってつながり、海水が水月湖に侵入するようになった(森, 1982)。日向湖も淡水湖であったが、1630年に日向水道の開削によって日本海とつながり汽水湖となった。1800年には水月湖は嵯峨隧道の建設によって日向湖とも結ばれた。その後1935年には嵯峨隧道の改良拡幅工事がおこなわれた結果、水月湖の総塩素量はそれまでの $100\sim 230\times 10^3\text{ton}$ であったものが数年にして今日の $470\sim 620\times 10^3\text{ton}$ に急増したことが明らかに

なっている(Matsuyama and Saijo, 1971; Matsuyama, 1973)。一方、北アメリカの五大湖の一つであるオンタリオ湖周辺は、今世紀初頭から人口が集中し始め、鉱工業および農業活動が盛んとなってきた。その結果湖水の塩化物イオン濃度は1900年頃には 7.68 mg l^{-1} であったものが、1970年にはおよそ 28 mg l^{-1} まで増加したことがわかっている(Lerman and Weiler, 1970)。このことは海水の流入とは無関係であるが、わずかとはいえども人為的汚染による湖水塩分の歴史的増加の記録と言える。

このように、気候変動、自然災害および人為的水路の建設等により海岸に隣接する湖の水質の改変が起こったことは想像に難くない。本研究では前述した池谷(1988)による浜名湖底泥の掘削コアの内、浜名湖本湖から採取さ

れた3つのコアから間隙水を抽出採取し、塩素量を測定した。そして、Lerman and Weiler (1970) および Manheim and Chan (1974) が取り扱ったような非定常の拡散移流モデルを間隙水の塩素量の分布に適用し、湖水塩分の変遷の時間規模を推定することを試みた。

2. 試料と方法

2.1. 堆積物コア

堆積物の掘削コアは1985~1986年において、「浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究」(文部省科学研究費補助金総合研究A)のために採取された(池谷, 1988)。Fig. 1は浜名湖本湖における85H-1(試料長16.75m), 85H-2(41.45m) および85H-3(50.45m)の採取位置を示す。また池谷ほか(1987, 1990)によれば、各コアの年代は炭素14法によって詳しく測定されていると共に、コア中には広域指標テフラである鬱陵-隠岐火山灰(Oki; 9300年B. P.), 鬼界アカホヤ火山灰(Ah; 6300年B. P.), カワゴ平パミス(KgP; 3000年B. P.) および大沢スコリア(Os; 3000年B. P.) が確認されている。これらのことはコアの記載と共にFig. 2にまとめた。

掘削コア85H-1は水深12mの本湖中央最深部に位置し、堆積物は全体がシルト質で、堆積物の年代測定値から見積もると堆積速度はほぼ一定で、平均 0.21 cm yr^{-1} である。85H-2は水深5mに位置し、コアは細粒砂とシルトの互層で、堆積速度も大きく変動する。特に中層である深度12-27m層は細粒砂からシルトを含む細粒砂からなり、この層における堆積速度は約 1.8 cm yr^{-1} と推定される。また、この層準の下部境界である深度27mは、これ以深のシルト層の堆積速度が一定であると仮定して、炭素14年代から見積もると約7300年前と推定される。85H-3は同じく水深5mに位置し、コアの表層から約28mまでは細粒砂から成り、28-37m層は細粒砂とシルトの互層であった。この85H-3における上部0~37m層の細粒砂は、深度37m以深のシルト層における炭素14年代の測定値から推定すると、約7400年前以降急速に堆積したことになる。この砂の起源は海側にあり、氷期以降の海水準上昇に伴って砂が谷地形を埋積し、砂堤を発達させ、その内側に現在のような浜名湖が成立したものと考えられている(池谷ほか, 1990)。しかしながら、85H-1の地点までは本格的な砂の侵入はなかった。

2.2. 間隙水の分析

間隙水分析用の堆積物試料はコアを約5cm毎に切断し、プラスチック容器に密封し、冷蔵保存したものを使用した。間隙水は油圧式ステンレス製抽出器に堆積物を挿入して押し出し、 $0.45 \mu\text{m}$ ミリポアフィルターを通過したものをポリエチレン注射器に捕集し、密栓して保存した。

塩素量は間隙水の0.5gを秤量し、ギルモント製マイクロビューレットS3200Aを使って、硝酸銀滴定法により定量した(三宅・北野, 1960)。なお、0.18M硝酸銀溶液の標定には標準海水(IAPSO)を用い、塩素量の繰り返し測定誤差は $\pm 0.01 \text{ g kg}^{-1}$ であった。

3. 結果と考察

3.1. 塩素量の鉛直分布の特徴

3つの掘削コア間隙水の塩素量の分析結果はTable 1にまとめ、またそれらの鉛直分布はFig. 3に示す。ただし85H-1においては、塩素量の測定は全長16.75mのうち上層の約5mまでである。

塩素量の鉛直分布はそれぞれのコアで大きく変動する。特に海側の85H-3においては、塩素量は0-30mの微粒砂層では大きく変動するが、それ以深の微粒砂を含むシルト堆積物では徐々に低下し、コアの最下層では 0.52 g kg^{-1} となる。また同様に85H-2においても、上部の微粒砂とシルトの互層からなる堆積層では塩素量は表層から徐々に減少し、中層の微粒砂およびシルト-微粒砂互層からなる堆積層ではむしろ増加するが、21m以深では再び減少し、最下層である粗粒砂層の直上のシルト層では最低値である 0.24 g kg^{-1} を示す。2つのコアの塩素量の分布に見られる共通した傾向は、砂質層で高く、シルト層では低いことである。すなわち、塩分の高い湖水と接する上層では、表層から下層に向かって高塩分水が侵入しているようにも考えられる。特に、85H-2の表層の塩素量は現在の湖水塩素量に等しいことから、塩が湖水から堆積物中に輸送されていると考えられる。また、中層における塩素量の増大は、砂の堆積と共に高塩分の湖水が堆積間隙に埋没したか、もしくは外海水の水平移動に原因があるものと考えられる。このことは、後で拡散モデルを使って詳しく議論する。しかしながら、微粒子堆積

Fig. 3. Distributions of chlorinity in pore waters.

物であるシルト層では塩の鉛直および水平の輸送は大きく制限されていると観察される。

85H-1における塩素量の鉛直分布は、これら2つのコアと比較すると幾分異なる。85H-1はほぼ全層がシルト質堆積物から成り、表層の塩素量は現在の湖水塩素量に匹敵する 16.67 g kg^{-1} を示し、コア深度とともに徐々に減少し、最低値は5.32mにおける 1.35 g kg^{-1} となる。

3.2. 浜名湖の変遷と間隙水の塩素量

池谷ほか(1990)によれば、生物群集解析等の結果から浜名湖の変遷は次のように考えられている。(1) 9000–6000年前は海水準の急上昇期に相当し、初期には湾内に外洋水が流入していたものの、後半の約7000年前頃に湾央部(85H-2付近)まで砂質堆積物が厚く発達してからは、奥部では低塩分性の生物群が卓越した。(2) 6000–3500年前の高位海水準期にはそれまでの砂粒子の堆積は停止し、(3) 3500–2800年前の海水準低下期には砂堆が取り残され、浜名湖湖口は閉塞し、湖は淡水湖となった。(4) 2800–1000年前の海水準低位期は外海から孤立した完全淡水湖となり、(5) 1000年前–現在では海水準は再び上昇し、湖内に海水が侵入するようになった。また、南ほか(1995)の堆積物の有機態炭素および生物起源オパール分析結果からは、湖の閉鎖とそれに伴う生物生産の増大はすでに4000年前頃に始まったことが指摘されている。

このように、古地形としての“古浜名湾”は、海水準上昇によって運ばれた多量の粗粒碎屑物によってその湾口部が埋積され、その結果“古浜名湖”の誕生に至ったものと考えられている。すなわち、古浜名湖の誕生は海側に砂堆が形成され、内陸部に閉鎖的の水面を有するようになった時期を指す。掘削コアの柱状図(Fig. 2)で明らかのように、海側の85H-3においては、深度37mを境として、それまでの微粒子であるシルトに代わって砂の堆積が始まる。先に述べたように、その年代は約7400年前と推定できる。また、85H-2においても、堆積物の変質の境界は深度27mにあり、その推定年代は約7300年前である。この時期直後、すなわち85H-2付近まで砂が侵入し堆積し始めた時期に相当する7100年前頃には、85H-1付近の湖奥部において細粒物質の堆積が始まる。上述した閉鎖性浜名湖成立のシナリオでは、この時期は低塩分水が内水面を満たしていたことになる。各コア下層のシルト堆積物層における間隙水が低い塩素量を示すことはそのことを物語っている。あるいは、その後の湖の淡水化によって、それまで堆積物粒子間に埋没していた間隙水中の塩が湖の淡水と拡散し、希釈された結果であるとも言える。残念ながら、85H-1の5.35m以深における間隙水試料は採取されていない。しかしながら、低塩分水の湖が淡水化していった変遷を考慮すると、その層における間隙水は低塩分水で占められていたものと推測できる。

Fig. 4. Distribution of chlorinity (dots) in the pore water of 85H-2 core and concentration profiles (solid curves) calculated from Eq. 3 in the text.

3.3. 鉛直拡散移流モデル

海側の2つのコア85H-2および85H-3の中層である細粒砂層においては、塩素量はその上下層におけるより増加していることは先にも述べた。このことは、砂の堆積と共に高塩分の湖水が埋没したか、もしくは外海水が砂質層を通して水平に移動していることを示すものと考えられる。一方では、湖水の塩素量は歴史的な時間規模で変動してきたことは明らかである。それがどのように変動して現在に至ったかについては直接の証拠はないが、外海水との交換規模の大きさに依存していたと考えられる。湖の閉鎖性が増大された以後に外海水が侵入する可能性は、地震や台風による自然災害的砂堆の崩壊と人為的方法による水路の開削によるものが考えられる。そこで、堆積物コアにおける塩素量の分布を解析して、どのような過程が塩素量の鉛直分布を支配しているかについて考察する。

間隙水中の塩素量の時間変化を支配する方程式は、塩素量を塩化物イオン(Cl^-)と置き換えれば、そのイオン

の濃度勾配に依存する拡散項と、粒子が堆積して水—堆積物境界面が上方に移動することによる移流項の和として表される。塩化物イオンは通常の堆積環境では難溶塩を形成しない。そして粒子への吸着も無視できる(Li and Gregory, 1974)。そこで、間隙率が一定で圧密が起らないと仮定すると、鉛直1次元における物質輸送は次式によって表すことができる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{sed} \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \omega \frac{\partial C}{\partial z} \quad (1)$$

$$D_{sed} = \frac{1}{\phi F} \left(\frac{\eta_0}{\eta_{sw}} \right) D_0 \quad (2)$$

ただし、(2)式は無限希釈媒体と堆積物中における拡散係数の関係を表す(Masuzawa, 1987)。ここで、 C は間隙水中の Cl^- の濃度、 D_{sed} は含水堆積物中の Cl^- の拡散係数、 D_0 は無限希釈における Cl^- の拡散係数、 ω は堆積速度、 t は時間、 z は下向きを正とした堆積物の深さ、 ϕ は堆積物の間隙率、 F は堆積物の地層係数、 η_0 および η_{sw} はそれぞれ水および海水の粘性係数である。ただし、塩素量は塩化物イオン濃度と等しいとする。 Cl^- の拡散係数 D_{sed} は堆積物の温度が現在の底層水の年平均水温 18°C と等しいとして、(2)式を使って次のように推定した。すなわち、Li and Gregory (1974)の無限希釈における Cl^- の拡散係数は $D_0 = 17.1 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ である。間隙水の塩分は現在の底層水の値(塩素量 16.8 g kg^{-1})と等しいとすると、粘性係数の比は $\eta_0/\eta_{sw} = 0.94$ となる(Riley and Skirrow, 1974, pp. 576; 前述したように間隙水中の塩素量の鉛直分布は大きく変動するが、この比が示すように、塩分の変動による D_{sed} の見積もり誤差は6%以内なので、コア全体で D_{sed} は一定であるとして差し支えない)。係数 $1/\phi F$ はイオンが粒子間隙を迂回して拡散することによる遅延効果を表す。間隙率は全層において $\phi = 0.8$ で一定であると仮定すると、種々の堆積物において見いだされた間隙率と地層係数の関係(Berner, 1980, pp. 36-38.)から、 $(1/\phi F) = (1/1.6)$ を得る。これらの数値を(2)式に代入すれば、 Cl^- の拡散係数は $D_{sed} = 320 \text{ cm}^2 \text{ yr}^{-1}$ となる。また、堆積速度は $\omega = 0.21 \text{ cm yr}^{-1}$ である。計算にはこれらの値を用いた。

3.3.1. 砂質層を侵入する外海水

掘削コア 85H-2 の深度 12-27m 層における細粒砂は約 7000 年前頃急速に堆積したと推定されることは先にも述べた。仮に、当時この細粒砂を運搬した外海水がともに堆積間隙に埋没したとして、それが上下層における低塩分水中へ拡散することを考えてみる。実際に、この中層の上下では間隙水中の塩素量は極めて低い (Fig. 3)。そこで、Fig. 3 の 85H-2 コアにおける塩素量の分布を使って塩の供給源となる堆積層を特定すると、極大値の深度は 19.5m に存在し、その極大値の半値幅に相当する深度方向の距離は ± 3.75m となる。すなわち、かつて約 7000 年前に、細粒砂層内の深度 15.75—23.25m において堆積間隙に外海水に匹敵する高塩分水が埋没し、それが上下に拡散する場合を考慮する。一般に堆積物中では移流による溶存物質の鉛直輸送速度は拡散に較べて小さいので、簡単のために (1) 式中の第 2 項を無視すれば、次の初期条件に対する解は (3) 式となる (Jost, 1952)。

$$\begin{aligned} t = 0, \quad +h > z > -h; \quad C = C_0 \\ |z| > h; \quad C = 0 \text{ g kg}^{-1} \\ C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{h+x}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{h-x}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right] \quad (3) \end{aligned}$$

ここで、 x は中層における塩素量極大層を基準とした堆積物深度 ($= z - 19.5\text{m}$)、 h はその基準深度からの距離 ($= 3.75\text{m}$)、そして C_0 は $t = 0$ における間隙水中の Cl^- 濃度を表し、深度 15.75-23.25m 層における仮定した塩素量の初期値を 19.4 g kg^{-1} と置く。(3) 式に各々の値を代入し、時間 t を変えて Cl^- の分布を求めた。

中層の細粒砂層における高塩分水を供給源とする Cl^- の拡散分布は、塩素量の測定値とともに Fig. 4 に示す。図から明らかなように、 Cl^- の極大値は経過時間とともに減少し、7000 年経過すると、 Cl^- は堆積層全体に拡散する。このモデルでは、現在の外洋水に匹敵する塩分を持った海水が存在していたとしても、わずか約 200 年も経過すれば Cl^- の拡散分布は現在観測される中層の塩素量の分布と近似することがわかる。このことは塩の拡散輸送速度は考えている時間規模では比較的大きいために、約 7000 年前頃に砂とともに高塩分水が埋没し、それが上下に拡散したとする先の仮定は成立しないことを意味している。すなわち、85H-2 および 85H-3 コアにおける

中層に極大値を持つ塩素量の分布は、高塩分水の供給に原因があり、現在でも外海水が砂質層を通じて湖底に侵入していることを強く示唆する。

3.3.2. 湖水塩分の変遷

歴史的時間規模における湖水塩素量の増加について考慮するために、次の 3 つの場合に分けて (1) 式の非定常解を求めた (Lerman, 1979 を参考)。すなわち、湖水塩素量は Case A では突発的に今日の塩素量に増加した、Case B では一定速度で増加した、そして Case C では漸次増加した、の 3 つの場合である。

A. 湖水塩素量の突発的変動

自然災害は時として環境の大変動をもたらすと考えられる。それまでは淡水湖であったものが、ある時間 T 以降、海水の進入によって汽水湖となり、その塩素量はそれ以後一定である場合を考えてみる。これは Fig. 4 の Case A に相当する。 $t \geq T$ の時、湖水中では塩素量 $= 16.8 \text{ g kg}^{-1}$ (現在の底層水の値) で一定であるならば、次の条件によって (1) 式を解けば、(4) 式を得る。

$$\begin{aligned} t = 0, \quad z > 0; \quad C = C_{t=0} = 0 \text{ g kg}^{-1} \\ t > 0, \quad z = 0; \quad C = C_{z=0} = 16.8 \text{ g kg}^{-1} \\ z \rightarrow \infty; \quad \partial C / \partial z \rightarrow 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C = C_{t=0} + \frac{1}{2} (C_{z=0} - C_{t=0}) \exp\left(\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) \\ \left[\exp\left(-\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z - \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right. \\ \left. + \exp\left(\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z + \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right] \quad (4) \end{aligned}$$

B. 湖水塩素量の単調増加

これは少なくとも考えている時間の範囲では、初め淡水湖であったところに、一定速度で海水が侵入し、塩分が増加したと仮定する場合である。Fig. 4 の Case B では、その増加率が傾き p で示されている。次の条件に対する特解は (5) 式となる。

$$\begin{aligned} t = 0, \quad z > 0; \quad C = C_{t=0} = 0 \text{ g kg}^{-1} \\ t > 0, \quad z = 0; \quad C = pt \\ z \rightarrow \infty; \quad \partial C / \partial z \rightarrow 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C = \frac{p}{2\omega} \left[(\omega t - z) \operatorname{erfc}\left(\frac{z - \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right. \\ \left. + (\omega t + z) \exp\left(\frac{\omega z}{D_{sed}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z + \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right] \quad (5) \end{aligned}$$

Fig. 5. Three model cases assumed for the increase in chlorinity in lake water.

Fig. 6. Distribution of chlorinity (dots) in the pore water of 85H-1 core and concentration profiles (solid curves) calculated from Eqs. 4 to 6 in the text.

C. 湖水塩素量の漸次増加

松田 (1983) は 1950–1980 年までに湖内全平均塩素量が約 10‰ から 16‰ に漸次増加したことを明らかにした。そこで、この例のように湖水塩素量が現在までに漸次増加したと考える。Fig. 4 の Case C は塩素量の増加率が $\exp(-qt)$ であることを示す。この場合には、(6) 式の解を得る。

$$\begin{aligned} t = 0, \quad z > 0; \quad C &= C_{t=0} = 0 \text{ g kg}^{-1} \\ t > 0, \quad z = 0; \quad C &= C_{z=0}[1 - \exp(-qt)] \\ z \rightarrow \infty; \quad \partial C / \partial z &\rightarrow 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} C = \frac{C_{z=0}}{2} \exp\left(\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) &\left[\exp\left(-\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z - \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right. \\ &+ \exp\left(\frac{\omega z}{2D_{sed}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z + \omega t}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \\ &\left. - 2\exp(-qt) \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{D_{sed}t}}\right) \right] \end{aligned} \quad (6)$$

湖奥から採取した 85H-1 コアは全層がシルト質堆積物であった。先にも述べたように間隙水の塩素量は表層か

ら下層に向かって漸次減少を示す。この鉛直分布は (1) 式で表現されるような拡散・移流により支配されていると考えられる。前述した 3 つの条件によって得られた (4) – (6) 式の解を Fig. 5 のように分布曲線として表し、実測値と比較した。そして実測した塩素量の分布が成立するまでの時間規模を推定する。ただし、この推定法における不確かさの一つは塩化物イオンの拡散係数である。もしその値が 25% 大きいと、この非定常解が示す分布も最大で 25% 大きくなる。

Case A における分布曲線は、 $T = 50 \sim 200 \text{ yr}$ の範囲で実測した塩素量の分布を説明できることを表している。すなわち、この結果は突発的な湖水塩素量の増加が少なくとも 50 ~ 200 年前に起こっていれば良いことになる。しかしながら、1950 年以降の最近の事実としても、徐々に湖水塩素量の増加が観測されているので、浜名湖はこの場合ではない。

Case B では、湖水塩素量が一次的に増加し、今日の $\text{Cl} = 16.8 \text{ g kg}^{-1}$ に達するのに $T = 100 \sim 400 \text{ yr}$ 経過し

ていけばよいことを示している。この期間内では観測される塩素量の分布に最も近似する解は 200~300 年である。この場合でも、1000 年もの長い時間は要しない。

Case C は、Case A と同じく、 $T = 50 \sim 200$ yr の範囲で淡水湖に海水が侵入して塩素量が漸次増加すれば、それによって湖水塩分が堆積物中へ侵入し、間隙水中の塩化物イオンが上層から下層に向かって拡散し、今日の塩素量の分布となることを示している。この場合でも、1000 年の時間は必要としない。この Case C における不確かさは塩素量の増加率である（各経過時間に対して塩素量が 16.79 g kg^{-1} を通るように q を選んだ）。事実としては、最近の 35 年間（1950-1985 年）に湖水塩素量は約 7 g kg^{-1} 増加している。観測された塩素量の増加率は、ここで設定した増加曲線を使って予測できないほど大きい。現段階では Case C を使って議論する情報が不足していて、 q を設定するだけの合理性に欠けていると言わざるを得ない。

拡散方程式の非定常解を求めるために、3 通りの場合を設定した。そのうちで、我々は Case B の初期条件として一次関数で与えた塩素量増加率が第一近似として最も妥当であると解釈する。Fig. 6 の Case B における分布曲線が示すように、堆積物の間隙に埋没した低塩分水（あるいは淡水）が、湖水のその後の塩水化によって塩の輸送を受け、上層間隙水中の塩分が増加し、それが深層へ伝搬したとする単純な過程を許すなら、今日観測される塩素量の鉛直分布を説明するためには、塩化物イオンの拡散輸送は少なくとも 200-300 年で満足することになる。池谷ほか（1990）の時代区分である第 6 期（1000 年前～現在）では、1000 年前以降再び海水が流入した時代であるとされている（85H-1 コアでは深度 0-2m に相当する）。実際堆積物中の有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -27‰ から -21‰ へ上昇する時代に相当し、このことは塩水性生物の繁茂を意味する（Nakai *et al.*, 1987）。もし堆積物中にそのまま塩水が埋没していたなら、ここで測定したような塩素量の分布とはならない。なぜなら、1000 年間にわたって湖水塩分が堆積物中に拡散することを許すなら、Fig. 6 が示すように塩素量の濃度勾配は観測値とは異なって、もっと小さくなる。

間隙水中の塩素量を低下させる原因として、堆積層内部において淡水が供給されている場合が考えられる。Manheim and Chan（1974）は、黒海の堆積物間隙水中の

塩素量の鉛直分布を解析して、淡水の供給が起こっている、塩分を希釈している可能性を示唆した。このような現象が浜名湖の底泥中でも起きていて、後背地から供給された淡水が堆積物中において水平的に、あるいは下方から鉛直的に上方に加わっていったら、塩分を希釈するであろう。その結果鉛直拡散移流モデルで推定する塩素量の分布は、見かけ上ここで推定したような短時間で成立することになる。しかしながら、このような淡水の供給の事実は明らかでない。

自然災害の内でも地震と津波は浜名湖湖口の形状を大きく改変した。1498 年には遠州灘沖を震源として明応地震（M8.6）が発生し、それに伴う津波のために、現在の湖口である「今切口」において砂州が決壊し、浜名湖は外海と通じたとされている（宇佐見龍夫, 1975）。その後も幾つかの津波がこの付近に被害を与えた。1605 年慶長地震（M7.9）による津波は舞阪で 4-5m、1707 年宝永地震（M8.4）では新居において 3m もあったと記録されている。また、1854 年安政東海地震（M8.4）による津波は最も規模が大きく、舞阪において 4.9m で、浜名湖北端にある気賀村（現在細江町気賀）まで汐が押し寄せ浸水したと記録されている（渡辺偉夫, 1985）。ごく最近では 1953 年 9 月の台風によって湖口が決壊し、湖口幅は 800m に拡大した（松田, 1983）。砂州の破壊など直接海水交換に関する被害状況の実体については、現在のところあまり知られていない。一方の人為的水路の浚渫・改修については 1954 年以降まで待たなければならない。このように 1498 年の明応地震は約 500 年前の出来事である。その後約 100-150 年毎に起こった大きな自然災害が浜名湖の湖水環境に大きな影響を与えたと推定される。拡散モデルでは、湖水塩素量の増加は 200-300 年間の経過時間を要したことになる。この結論を認めるなら、1707 年の宝永地震以後、浜名湖の湖水塩分は如実に増加傾向に転じたと推論できる。

過去の閉鎖的浜名湖と外海との海水交換の記録は乏しい。さらには湖水塩素量の変動の実体に関する記録は見いだされない。ここで推定した方法は極めて第 1 近似であるが、最近の湖水の塩水化は少なくとも数百年規模で起こったと考えられ、浜名湖の 1 万年規模の地史的変遷と較べると極めて短時間に起こったと指摘できる。

4. 結 論

浜名湖の湖底から完新世の基底に達する 3 つの掘削コアを採取し、堆積物間隙水中の塩素量を測定した。海側の 2 つのコアでは、塩素量は砂質堆積層で高く、逆にシルト層では低かった。また、全体がシルト堆積物で構成されている湖奥のコアにおいては、間隙水の塩素量は表層では現在の湖水のそれに等しく、深度とともに漸次減少していた。そこで、塩素量の鉛直分布を非定常 1 次元拡散移流モデルを通して解析したところ次のことが示唆された。(1) 外海水が砂質堆積層を通して水平に移動している。(2) 最近の湖の塩水化は 200-300 年の時間規模で起こっていて、それは地震に伴う津波による湖の環境変動に主たる原因がある。

謝 辞

この研究は文部省科学研究費総合研究 A「浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究」(No. 60300012) の分担研究として実施した。研究代表者である静岡大学池谷仙之教授に深甚なる謝意を表します。また、間隙水試料の採取には東京大学海洋研究所石塚明男博士の協力があり、東京大学農学部附属水産実験所の施設を使用した。記して謝意を表します。また、名古屋大学大気水圏科学研究所増澤敏行博士の示唆と助言は研究を進めるにあたり大変有意義でありました。

References

- Berner, R. A. (1980): *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, 241 pp.
- 加藤義久・南秀樹・岡部史郎・和田秀樹・北里 洋 (1996): 浜名湖底泥における親生物元素の再生。海の研究 (投稿中)。
- 池谷仙之 (1988): 浜名湖の起源と地史的変遷に関する総合研究。昭和 60・61・63 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書, 静岡大学理学部, 95 pp.
- 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。静岡大学地球科学研究報告, **13**, 67-111.
- 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.
- Jost, W. (1952): *Diffusion in Solids, Liquids, Gases*. Academic Press, New York, 558 pp.
- Lerman, A. (1979): *Geochemical Processes. Water and Sediment Environments*. John Wiley & Sons, New York, 481 pp.
- Lerman, A. and R.R. Weiler (1970): Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **10**, 150-156.
- Li, Y.-H. and S. Gregory (1974): Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 703-714.
- Manheim, F.T. and K.M. Chan (1974): Interstitial waters of Black Sea sediments: New data and review. p.155-180. In: *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*, ed. by E. T. Degens and D.A. Ross, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Masuzawa, T. (1987): Early diagenesis in deep-sea sediments of the Japan Sea: Type, controlling factor, and diffusive flux. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **35**, 249-267.
- 松田義弘 (1983): 浜名湖の海洋環境—湖口地形変化による湖内潮汐の経年変化—。沿岸海洋研究ノート, **20**, 178-188.
- Matsuyama, M. (1973): Changes in the limnological features of a meromictic Lake Suigetsu during the years, 1926-1967. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **29**, 131-139.
- Matsuyama, M. and Y. Saijo (1971): Studies on biological metabolism in a meromictic Lake Suigetsu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **27**, 197-206.
- 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.
- 三宅泰雄・北野 康 (1960): *水質化学分析法*。地人書館, 東京, 200 pp.
- 森 和紀 (1982): 人工的に汽水化された湖沼群—三方五湖。地理, **27**, 64-70.
- Nakai, N., S. Onishi and T. Kuriyama (1987): Application of ^{14}C -dating to sedimentary geology and climatology: Sea-level and climate change during the Holocene. *Nucl. Instr. Meth.*, **B39**, 228-231.
- Riley, J.P. and G. Skirrow (1975) *Chemical Oceanography*. 2nd. Ed., Vol. 1. Academic Press, London, pp. 576.
- 宇佐美龍男 (1975): *資料日本被害地震総覧*。東京大学出版会, 東京, 335 pp.
- 渡辺偉夫 (1985): *資料日本被害津波総覧*。東京大学出版会, 東京, 206 pp.