

過去 100 年間における滋賀県琵琶湖の堆積速度と堆積環境

金井 豊^{1,*}・井内美郎²

Yutaka Kanai and Yoshio Inouchi (2016) Sedimentation rate and sedimentary environment during the past 100 years in Lake Biwa, Shiga Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.67 (3), p.67-80, 12 figs, 5 tables.

Abstract: Two core samples were taken from the northern basin of Lake Biwa in 2001 and 2014, and their sedimentation rates were determined using Pb-210 and Cs-137 methods. One of the sampling locations is off Imazu, near the deepest bottom of the lake and the other is off Takashima, shallower bottom like top of saddle. The average sedimentation rates were about 0.1 g/cm²/y (0.1-0.3 cm/y), which are within the range of conventional reports, although that of the former was a little higher than that of the latter. As for the core taken near the deepest bottom of the lake, much sediment with excess Pb-210 deposited before 1960s, suggesting that they were supplied by flood and turbidity current. They are assumed to be caused by the seismic turbidites in 1981 and 1963 and the heavy rains and floods in 1896, 1917, 1950s and 1960s. On the other hand, surface sediment of the core taken at off Takashima showed the variation of water content and Pb-210 concentration, which are ascribed to the disturbance and mixing by surface biota and/or human activities.

Keywords: Lake Biwa, sedimentary environment, sedimentation rate, core, Pb-210, Cs-137

要 旨

琵琶湖北湖の北部の最深部に近い今津沖, 及び北湖の湖盆が二分された鞍部のほぼ頂上部に相当する高島沖で, それぞれ2001年と2014年に底質調査を行った。得られたコアを用いてPb-210法及びCs-137法による堆積速度を求め, 堆積速度の変遷や過去の堆積環境を調べた。その結果, 平均堆積速度は最深部に近い今津沖コアの方がわずかに大きいものの, 約0.1g/cm²/y, 0.1-0.3cm/yの値が得られ, 従来琵琶湖で測定された堆積速度の範囲内であった。

最深部に近い今津沖のコアでは, 1960年代以前の堆積物に多くの過剰Pb-210が蓄積されており, 洪水堆積物や湖底斜面表層の地震性タービダイトなどにより多くの過剰Pb-210が供給されたと推測された。これは, 1891年, 1963年の地震性タービダイトや1896年, 1917年の大豪雨や1950年代, 1960年代の大規模な洪水に起因すると考えられる堆積物が供給されたためであり, 現在よりも堆積速度が大きかったと推定される。

一方, 鞍部のほぼ頂上部に相当する高島沖で採取したコアの表層部は, 含水率やPb-210濃度などに変動が見ら

れ, 表層での底生生物による攪乱や人工的な混合などが可能性の一つと考えられた。

1. はじめに

湖沼には周囲の後背地からの堆積物が常に供給され堆積しているので, その底質は後背地堆積物の特性を示し, これらが蓄積した堆積物であるコアは周辺域の過去の環境を記録しているレコーダーとみなすことができる。そのレコードを解きほぐし事象を解明するためには, 堆積物コアの時間目盛りは有用で, 著者らは天然放射性核種のPb-210や人工放射性核種のCs-137などを利用して, 国内外の湖底における堆積速度の測定を行い, その堆積環境を検討してきた(例えば, 金井・井内, 2004; 金井ほか, 1995, 1997, 1998a, 1998b, 2000, 2002; 佐野ほか, 2000)。

琵琶湖は, 湖面積670.25km², 最大水深103.8mを有する日本における最大の湖で(国土地理院, 2015), 滋賀県の面積の約1/6を占めている。琵琶湖大橋で北湖と南湖に分けられ, 圧倒的に大きな北湖に対し, 南湖は小さく富栄養化が進んでいる。第四紀以前に出現していたとも

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

² 早稲田大学人間科学学術院 (Waseda University, Faculty of Human Sciences)

*Corresponding author: Y. Kanai, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: y.kanai@aist.go.jp

考えられ(南ほか, 2002), このため, 琵琶湖に関する研究は古くから行われてきた。

著者らは琵琶湖の北湖の今津沖と高島沖でコアを採取することができた。これらの地点は、前者は北湖の北部に位置する最深部付近で、後者は北湖の南部に位置し、湖内の他の湖底よりは浅めの場所である。そこで、琵琶湖の水深の異なる2地点で採取された2つの底質コアの堆積速度を測定し、過去の堆積環境や堆積速度の変遷を検討したので、その結果について報告する。

2. 試料と分析装置

本研究に供した2本の堆積物コアのうち、一つ(コアA)は2001年6月21日に今津沖(地点A: 東経136度07分57秒, 北緯35度23分41秒, 水深は約90 m)で青木-木下式重力式採泥器(青木・木下, 1979)を用いて採取したものである(インナーチューブの内径6 cm)。西岸の石田川, 東岸の姉川・天野川に挟まれた地点で、最深部に近い場所である。もう一つのコア(コアB)は、高島沖(地点B: 東経136度03分13.45秒, 北緯35度14分42.33秒, 水深は約63 m)で2014年7月16日に採取したものである。南部の沖島と安曇川^{あどがわ}デルタの中間点に位置しており、地形的には北湖の湖盆が二分された鞍部のほぼ頂上部にあたる(井内, 1987)。コアBは、吉川式大口径重力式採泥器を用いて採取した(インナーチューブの内径は11 cm)。これらの採取位置を第1図に示す。

コアAは全長約77 cmであるが、このうちPb-210法の適用可能と思われる上位35 cmまでを本研究の対象とした。採泥器を回収した際に横に倒したために、ごく表層の1, 2 cmが乱れた可能性は否定できない。しかし、肉眼観察ではコアの岩相に際だった特徴は見られなかった。一方、コアBは大口径で重力式の採泥器を利用したためか全長が約19 cmしか得られなかった。コアは均質なシルト質粘土からなるが、同様に明瞭な縞模様や層は観察されなかった。こちらは倒していないため、コア採取時の試料の乱れはないものと考えられる。これらのコアは、コアAは現地で、コアBは実験室で0.5 cm間隔に分割し、湿潤重量と乾燥重量を測定して含水率を算出した。

乾燥試料は微粉碎し、ナルゲン社製スクリュウキャップ付き遠沈管に粉末試料約5 gを封入した。約1ヶ月間密封静置してRa-226, Rn-222, Pb-214の核種間で放射平衡になるのを待ち、Pb-210, Pb-214, Cs-137, K-40等の放射線を測定した(例えば、金井ほか, 1995, 1997)。

放射線測定は、低バックグラウンド仕様の米国ORTEC社製井戸型ゲルマニウム半導体検出器(GWL-140230-S及びGWL-120-16-LB-AWT-HJ-S)を用いて、コンピュータ制御されたSEIKO EG&G社製スペクトラムマスター92XならびにMCA7600でデータ収集を行った。測定時間はおおよそ1~3日間である。各核種の放射線強度の



第1図 試料採取地点(図の●マーク位置)。

地理院地図(<http://maps.gsi.go.jp/?z=4&ll=35.99989,138.75#10/35.245619/136.054688>)を利用して作図。

Fig.1 Map showing sampling location("●" in the figure). It is prepared by using GSI Maps (<http://maps.gsi.go.jp/?z=4&ll=35.99989,138.75#10/35.245619/136.054688>)

算出には、46.5 keV (Pb-210), 352 keV (Pb-214), 661.6 keV (Cs-137), 1461 keV (K-40)の γ 線を使用し、U鉱石(ピッチブレンド)から調製した標準濃度試料との比較で定量を行った。封入した遠沈管での測定試料の高さによって検出効率が変わるので、それぞれのピーク強度に試料高さによる補正を行った(金井, 1993)。

3. 結果と考察

3.1 コアAにおける含水率及び核種濃度の深度変化

2001年に採取したコアAの含水率・含水比を第1表及び第2図に示した。ここで示した含水率は、分割した試料の湿重量に対する水分重量の割合を示し、含水比は乾燥重量に対する水分重量の割合を百分率(%)で示したものである。両者はどちらも同じものを示すが、含水率(α)に比べ含水比(β)の方が変動を強調できる特徴がある。なお、百分率を小数にして比較すると、両者の間には $\alpha = \beta / (1 + \beta)$, $\beta = \alpha / (1 - \alpha)$ の関係がある。第2図を見ると、含水率は表層から急激に低下し、深度6.0 cmで一時的にとどまり、更に16.0 cmまで急激に低下し、その後は変動があるもののほぼ一定の値を示している。通常は表層から深部に向かって圧密の効果で減少してほぼ一定となる傾向があるが、本試料では6.0 cmや16.0 cm前後で何らかの粒度分布の変動や環境変化があった可能性が推定される。

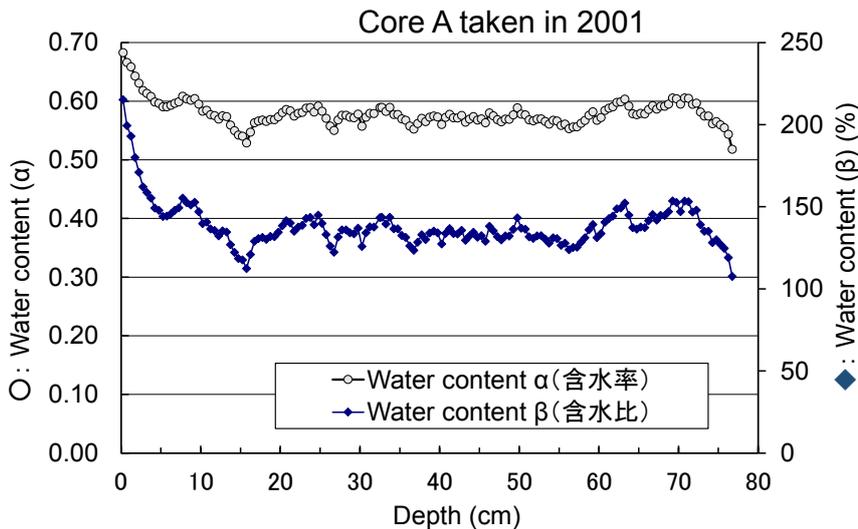
一方、Pb-210, Pb-214, Cs-137, K-40などの放射線濃度の定量結果を第2表に示した。また、Pb-210, Pb-214, K (K-40から計算), 及びPb-210とPb-214から計算した過剰Pb-210 ([過剰Pb-210] = [Pb-210] - [Pb-214])の深度変化を第3図に示した。第3図(a)の横軸の深度は長さ単

過去 100 年間における滋賀県琵琶湖の堆積速度と堆積環境 (金井・井内)

第1表 2001年に琵琶湖から採取したコアAの含水率(α), 含水比(β).

Table 1 Water contents of core A taken from Lake Biwa in 2001.

No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content	
		α	β												
1	0.0 - 0.5	0.68	2.15	41	20.0 - 20.5	0.58	1.39	81	40.0 - 40.5	0.56	1.27	121	60.0 - 60.5	0.57	1.34
2	0.5 - 1.0	0.67	1.99	42	20.5 - 21.0	0.59	1.41	82	40.5 - 41.0	0.57	1.34	122	60.5 - 61.0	0.58	1.41
3	1.0 - 1.5	0.66	1.93	43	21.0 - 21.5	0.58	1.40	83	41.0 - 41.5	0.58	1.37	123	61.0 - 61.5	0.59	1.43
4	1.5 - 2.0	0.64	1.80	44	21.5 - 22.0	0.57	1.35	84	41.5 - 42.0	0.57	1.34	124	61.5 - 62.0	0.59	1.44
5	2.0 - 2.5	0.63	1.71	45	22.0 - 22.5	0.58	1.38	85	42.0 - 42.5	0.57	1.33	125	62.0 - 62.5	0.60	1.49
6	2.5 - 3.0	0.62	1.62	46	22.5 - 23.0	0.58	1.39	86	42.5 - 43.0	0.58	1.36	126	62.5 - 63.0	0.60	1.49
7	3.0 - 3.5	0.61	1.59	47	23.0 - 23.5	0.59	1.43	87	43.0 - 43.5	0.56	1.30	127	63.0 - 63.5	0.60	1.52
8	3.5 - 4.0	0.61	1.55	48	23.5 - 24.0	0.59	1.44	88	43.5 - 44.0	0.57	1.32	128	63.5 - 64.0	0.59	1.45
9	4.0 - 4.5	0.60	1.49	49	24.0 - 24.5	0.58	1.39	89	44.0 - 44.5	0.57	1.35	129	64.0 - 64.5	0.58	1.37
10	4.5 - 5.0	0.60	1.48	50	24.5 - 25.0	0.59	1.45	90	44.5 - 45.0	0.57	1.31	130	64.5 - 65.0	0.58	1.36
11	5.0 - 5.5	0.59	1.44	51	25.0 - 25.5	0.58	1.40	91	45.0 - 45.5	0.57	1.32	131	65.0 - 65.5	0.58	1.38
12	5.5 - 6.0	0.59	1.44	52	25.5 - 26.0	0.57	1.33	92	45.5 - 46.0	0.56	1.29	132	65.5 - 66.0	0.58	1.37
13	6.0 - 6.5	0.59	1.46	53	26.0 - 26.5	0.56	1.26	93	46.0 - 46.5	0.58	1.38	133	66.0 - 66.5	0.59	1.42
14	6.5 - 7.0	0.60	1.48	54	26.5 - 27.0	0.55	1.22	94	46.5 - 47.0	0.57	1.35	134	66.5 - 67.0	0.59	1.45
15	7.0 - 7.5	0.60	1.49	55	27.0 - 27.5	0.57	1.32	95	47.0 - 47.5	0.57	1.32	135	67.0 - 67.5	0.59	1.42
16	7.5 - 8.0	0.61	1.55	56	27.5 - 28.0	0.58	1.36	96	47.5 - 48.0	0.56	1.30	136	67.5 - 68.0	0.59	1.45
17	8.0 - 8.5	0.60	1.52	57	28.0 - 28.5	0.58	1.36	97	48.0 - 48.5	0.57	1.32	137	68.0 - 68.5	0.59	1.45
18	8.5 - 9.0	0.60	1.51	58	28.5 - 29.0	0.57	1.34	98	48.5 - 49.0	0.57	1.32	138	68.5 - 69.0	0.60	1.47
19	9.0 - 9.5	0.60	1.53	59	29.0 - 29.5	0.57	1.34	99	49.0 - 49.5	0.58	1.36	139	69.0 - 69.5	0.61	1.54
20	9.5 - 10.0	0.60	1.47	60	29.5 - 30.0	0.58	1.37	100	49.5 - 50.0	0.59	1.43	140	69.5 - 70.0	0.60	1.53
21	10.0 - 10.5	0.58	1.40	61	30.0 - 30.5	0.56	1.26	101	50.0 - 50.5	0.58	1.37	141	70.0 - 70.5	0.60	1.47
22	10.5 - 11.0	0.58	1.41	62	30.5 - 31.0	0.57	1.34	102	50.5 - 51.0	0.58	1.36	142	70.5 - 71.0	0.61	1.53
23	11.0 - 11.5	0.58	1.36	63	31.0 - 31.5	0.58	1.38	103	51.0 - 51.5	0.57	1.32	143	71.0 - 71.5	0.60	1.53
24	11.5 - 12.0	0.58	1.36	64	31.5 - 32.0	0.58	1.38	104	51.5 - 52.0	0.57	1.31	144	71.5 - 72.0	0.59	1.47
25	12.0 - 12.5	0.57	1.32	65	32.0 - 32.5	0.59	1.43	105	52.0 - 52.5	0.57	1.32	145	72.0 - 72.5	0.60	1.48
26	12.5 - 13.0	0.58	1.35	66	32.5 - 33.0	0.59	1.44	106	52.5 - 53.0	0.57	1.32	146	72.5 - 73.0	0.58	1.39
27	13.0 - 13.5	0.57	1.35	67	33.0 - 33.5	0.58	1.40	107	53.0 - 53.5	0.57	1.30	147	73.0 - 73.5	0.57	1.35
28	13.5 - 14.0	0.56	1.27	68	33.5 - 34.0	0.59	1.44	108	53.5 - 54.0	0.56	1.28	148	73.5 - 74.0	0.57	1.35
29	14.0 - 14.5	0.55	1.22	69	34.0 - 34.5	0.58	1.37	109	54.0 - 54.5	0.57	1.31	149	74.0 - 74.5	0.56	1.28
30	14.5 - 15.0	0.54	1.18	70	34.5 - 35.0	0.58	1.37	110	54.5 - 55.0	0.57	1.31	150	74.5 - 75.0	0.57	1.30
31	15.0 - 15.5	0.54	1.18	71	35.0 - 35.5	0.57	1.33	111	55.0 - 55.5	0.56	1.27	151	75.0 - 75.5	0.56	1.27
32	15.5 - 16.0	0.53	1.12	72	35.5 - 36.0	0.57	1.31	112	55.5 - 56.0	0.56	1.28	152	75.5 - 76.0	0.55	1.25
33	16.0 - 16.5	0.55	1.21	73	36.0 - 36.5	0.56	1.26	113	56.0 - 56.5	0.55	1.24	153	76.0 - 76.5	0.54	1.19
34	16.5 - 17.0	0.56	1.29	74	36.5 - 37.0	0.55	1.24	114	56.5 - 57.0	0.56	1.25	154	76.5 - 77.0	0.52	1.08
35	17.0 - 17.5	0.57	1.31	75	37.0 - 37.5	0.56	1.28	115	57.0 - 57.5	0.56	1.25				
36	17.5 - 18.0	0.57	1.31	76	37.5 - 38.0	0.57	1.33	116	57.5 - 58.0	0.56	1.28				
37	18.0 - 18.5	0.57	1.30	77	38.0 - 38.5	0.57	1.30	117	58.0 - 58.5	0.57	1.31				
38	18.5 - 19.0	0.57	1.32	78	38.5 - 39.0	0.57	1.34	118	58.5 - 59.0	0.58	1.36				
39	19.0 - 19.5	0.57	1.32	79	39.0 - 39.5	0.57	1.35	119	59.0 - 59.5	0.58	1.39				
40	19.5 - 20.0	0.57	1.34	80	39.5 - 40.0	0.57	1.34	120	59.5 - 60.0	0.57	1.31				



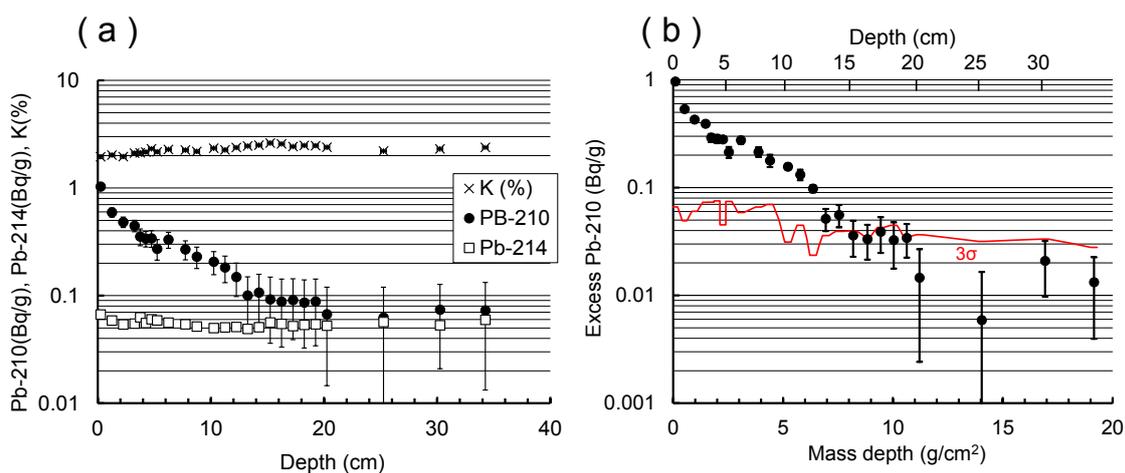
第2図 2001年に琵琶湖から採取したコアAにおける含水率(α), 含水比(β)の変化.

Fig. 2 Variation of water contents of core A taken from Lake Biwa in 2001.

第2表 2001年に琵琶湖から採取したコアAにおけるPb-210, Pb-214, Cs-137, K-40などの放射線濃度。

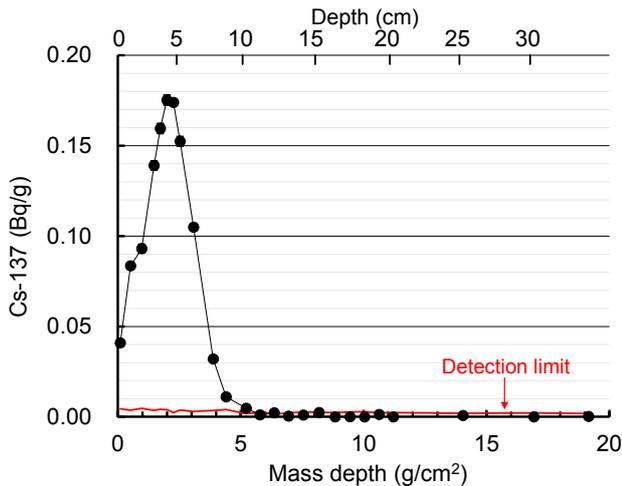
Table 2 Activities of Pb-210, Pb-214, Cs-137 and K-40 in core A taken from Lake Biwa in 2001.

Depth (cm)	Pb-210 ± σ (Bq/g)	Pb-214 ± σ (Bq/g)	Cs-137 ± σ (Bq/g)	K-40 ± σ (Bq/g)
0.0 - 0.5	1.03 ± 0.02	0.067 ± 0.003	0.041 ± 0.002	0.61 ± 0.02
1.0 - 1.5	0.59 ± 0.02	0.059 ± 0.002	0.084 ± 0.002	0.63 ± 0.02
2.0 - 2.5	0.48 ± 0.02	0.054 ± 0.003	0.093 ± 0.002	0.61 ± 0.02
3.0 - 3.5	0.45 ± 0.02	0.055 ± 0.003	0.139 ± 0.002	0.65 ± 0.02
3.5 - 4.0	0.35 ± 0.02	0.063 ± 0.003	0.160 ± 0.003	0.66 ± 0.02
4.0 - 4.5	0.34 ± 0.02	0.056 ± 0.003	0.175 ± 0.003	0.67 ± 0.02
4.5 - 5.0	0.34 ± 0.01	0.060 ± 0.002	0.174 ± 0.002	0.72 ± 0.01
5.0 - 5.5	0.27 ± 0.02	0.059 ± 0.003	0.152 ± 0.002	0.67 ± 0.02
6.0 - 6.5	0.33 ± 0.02	0.056 ± 0.002	0.105 ± 0.002	0.71 ± 0.01
7.5 - 8.0	0.27 ± 0.02	0.054 ± 0.002	0.032 ± 0.001	0.70 ± 0.02
8.5 - 9.0	0.23 ± 0.02	0.052 ± 0.003	0.011 ± 0.001	0.68 ± 0.02
10.0 - 10.5	0.21 ± 0.01	0.050 ± 0.001	0.005 ± 0.001	0.73 ± 0.01
11.0 - 11.5	0.18 ± 0.01	0.051 ± 0.002	< 0.003	0.70 ± 0.01
12.0 - 12.5	0.15 ± 0.01	0.051 ± 0.001	0.002 ± 0.001	0.74 ± 0.01
13.0 - 13.5	0.10 ± 0.01	0.049 ± 0.002	< 0.002	0.76 ± 0.01
14.0 - 14.5	0.11 ± 0.01	0.051 ± 0.002	< 0.003	0.77 ± 0.01
15.0 - 15.5	0.09 ± 0.01	0.056 ± 0.002	< 0.003	0.81 ± 0.01
16.0 - 16.5	0.09 ± 0.01	0.055 ± 0.002	< 0.002	0.80 ± 0.01
17.0 - 17.5	0.09 ± 0.01	0.052 ± 0.002	< 0.003	0.75 ± 0.01
18.0 - 18.5	0.09 ± 0.01	0.054 ± 0.002	< 0.003	0.77 ± 0.01
19.0 - 19.5	0.09 ± 0.01	0.054 ± 0.002	< 0.002	0.77 ± 0.01
20.0 - 20.5	0.07 ± 0.01	0.053 ± 0.002	< 0.002	0.74 ± 0.01
25.0 - 25.5	0.06 ± 0.01	0.057 ± 0.001	< 0.002	0.68 ± 0.01
30.0 - 30.5	0.07 ± 0.01	0.053 ± 0.001	< 0.002	0.71 ± 0.01
34.0 - 34.5	0.07 ± 0.01	0.060 ± 0.001	< 0.002	0.74 ± 0.01



第3図 2001年に琵琶湖から採取したコアAにおける(a) Pb-210, Pb-214, K及び(b)過剰Pb-210の深度分布. 赤線は、過剰Pb-210の3σ検出限界を示す。

Fig. 3 Variations of (a) Pb-210, Pb-214 and K, and (b) excess Pb-210 in core A taken from Lake Biwa in 2001. Red line shows the 3σ detection limit of excess Pb-210.



第4図 2001年に琵琶湖から採取したコアAにおけるCs-137の深度分布. 赤線は、Cs-137の検出限界を示す.

Fig. 4 Variation of Cs-137 in core A taken from Lake Biwa in 2001. Red line shows the detection limit of Cs-137.

位 (cm) であるが、第3図(b)のそれは積算質量深度 (Mass depth) で、その単位は g/cm^2 である。深度から積算質量深度への換算は、堆積物の密度を 2.65 と仮定して含水率から行った。また、過剰 Pb-210 では計算された計数誤差の3倍を検出限界として図中に表示した (3σ と表記)。堆積物中のUやRaなどから生ずるPb-214や堆積物中のKの深度変化に大きな変動がないことから、ほぼ類似した化学組成の堆積物が琵琶湖の後背地から供給されていたことが推定される。一方、Pb-210や過剰 Pb-210は、多少の変動はあるものの深度と共に減少しており、過剰 Pb-210の対数の傾きから平均堆積速度が算出される(金井, 2000)。堆積速度に関しては、節を変えて検討する。

Cs-137の濃度変化を第4図に示した。深度 $4.0\text{--}5.0$ cm で最大値を示し、 $10.0\text{--}12.5$ cm から検出可能となるプロファイルを示し、表層でも検出されている。Cs-137法では、過去における大気圏内核実験によって放出されたCs-137濃度のプロファイルが1963年に最大となることを利用して、堆積物中のCs-137濃度の最大部分が1963年の堆積と見なすことに基づいている。近年における大気中へのCs-137の放出は、1986年のチェルノブイリ原発事故や2011年の福島第一原子力発電所事故を除くとほとんど無いが、本研究試料もそうであるように湖底堆積物中では核実験停止後や原発事故以降も未だに検出されている。過去に大気中に放出され浮遊する残存物や後背地からの継続的な供給、湖底堆積物中の拡散などにより、検出可能なレベルの濃度で湖底堆積物に蓄積していると考えられる。

3.2 コアBにおける含水率及び核種濃度の深度変化

2014年に採取したコアBの含水率・含水比を第3表及び第5図に示した。このコアでは表層部 ($0.0\text{--}2.0$ cm) で一時的な増減変動が見られたほかは、深部に行くに従い減少した。深度 5.5 cm や 12.5 cm での一時的な減少傾向の停滞も見られたが、相対的に小さなものである。第2図に示したコアAと比較すると、全体に含水率・含水比が高い。含水率は圧密の影響を受けるが、基本的には堆積物の粒度組成が関与し、細粒の堆積物ほど空隙率が高く含水率が高い傾向がある(Meade, 1966; 金井ほか, 2000; 藤田ほか, 2013)。コアの採取から分割操作までの時間がコアAとコアBで相違があるが、途中でコアの変質などが無いとすれば、コアBはコアAよりも細粒の堆積物が多いと推定される。約 15 cm 以深におけるコアA、コアBの含水比は $130\text{--}140\%$ 、 150% 前後でほぼ一定しており、圧密作用を受けて変動が少なくなっているものと考えられる。

コアBにおけるPb-210、Pb-214、Cs-137、K-40などの放射線濃度の定量結果を第4表に示した。また、Pb-210、Pb-214、K (K-40から計算)、過剰 Pb-210の深度変化を第6図に、Cs-137の深度変化を第7図に示した。第3図と同様に、Pb-214や堆積物中のKの深度変化に大きな変動がないことから、2014年までもほぼ類似した堆積物が琵琶湖の後背地から供給されていたと推定される。一方、Pb-210や過剰 Pb-210は、表層の $0.0\text{--}2.0$ cm は低下しており、それ以深は多少の変動はあるものの深度と共に減少した。含水率でも表層の $0.0\text{--}2.0$ cm は変化を見せており(第5図を参照)、コア採取時の乱れはなかったと推定されているので、近年の表層の堆積環境に変動があったことを示唆している。Cs-137の濃度変化プロファイルは、深度 $8.0\text{--}10.5$ cm にわたり比較的高濃度で、約 20 cm から検出可能となった。Pb-210で見られた表層 $0.0\text{--}2.0$ cm の特異的な変動は、Cs-137では顕著には認められなかった。

また、2014年に採取したコアBでは、2011年3月に発生した福島第一原子力発電所事故によるCs-137とCs-134の影響が見られる可能性がある。しかし、本研究においてCs-134は検出されず、Cs-137濃度の顕著な増大も見られなかった。事故から3年が経過しており、また滋賀県は福島県から遠く離れているため、原発からの飛散・湖底への濃集など、その影響が少なかったと考えられる。事故後に行われた文部科学省の航空機によるサーベイでは、周辺地域での(Cs-134 + Cs-137)濃度は $10\text{ k Bq}/\text{m}^2$ 以下(2012年4月25日時点)となっており(文部科学省, 2012)、かなり低濃度であったことを示している。

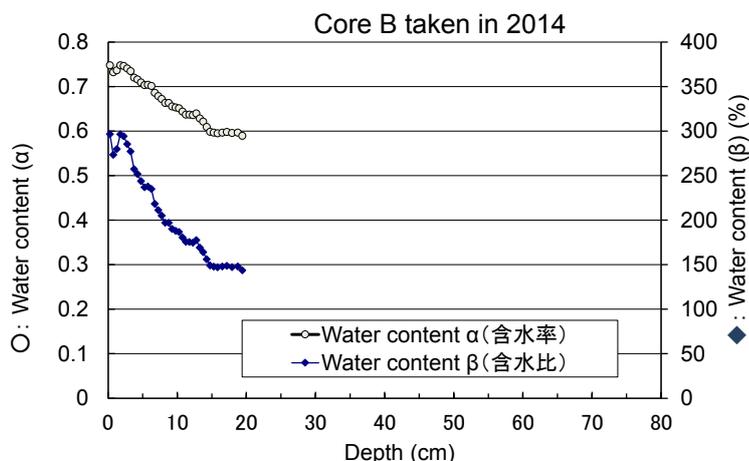
3.3 観測地点における堆積速度 (CICモデル)

Pb-210法による堆積速度の算出法には、供給された堆積物中の過剰 Pb-210濃度が一定であると仮定して計

第3表 2014年に琵琶湖から採取したコアBの含水率(α), 含水比(β).

Table 3 Water contents of core B taken from Lake Biwa in 2014.

No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content		No.	Depth (cm)	Water content	
		α	β			α	β			α	β			α	β
1	0.0 - 0.5	0.75	2.97	11	5.0 - 5.5	0.70	2.37	21	10.0 - 10.5	0.65	1.87	31	15.0 - 15.6	0.60	1.48
2	0.5 - 1.0	0.73	2.73	12	5.5 - 6.0	0.70	2.38	22	10.5 - 11.0	0.64	1.81	32	15.6 - 16.1	0.60	1.47
3	1.0 - 1.5	0.74	2.80	13	6.0 - 6.5	0.70	2.35	23	11.0 - 11.5	0.64	1.76	33	16.1 - 16.9	0.60	1.48
4	1.5 - 2.0	0.75	2.96	14	6.5 - 7.0	0.69	2.18	24	11.5 - 12.0	0.64	1.76	34	16.9 - 17.5	0.60	1.49
5	2.0 - 2.5	0.75	2.94	15	7.0 - 7.5	0.68	2.11	25	12.0 - 12.5	0.64	1.75	35	17.5 - 18.4	0.60	1.47
6	2.5 - 3.0	0.74	2.85	16	7.5 - 8.0	0.67	2.05	26	12.5 - 13.0	0.64	1.78	36	18.4 - 19.1	0.60	1.48
7	3.0 - 3.5	0.73	2.77	17	8.0 - 8.5	0.66	1.97	27	13.0 - 13.5	0.63	1.69	37	19.1 - 19.7	0.59	1.44
8	3.5 - 4.0	0.72	2.57	18	8.5 - 9.0	0.66	1.97	28	13.5 - 14.0	0.62	1.64				
9	4.0 - 4.5	0.72	2.52	19	9.0 - 9.5	0.66	1.90	29	14.0 - 14.5	0.61	1.56				
10	4.5 - 5.0	0.71	2.44	20	9.5 - 10.0	0.65	1.88	30	14.5 - 15.0	0.60	1.49				



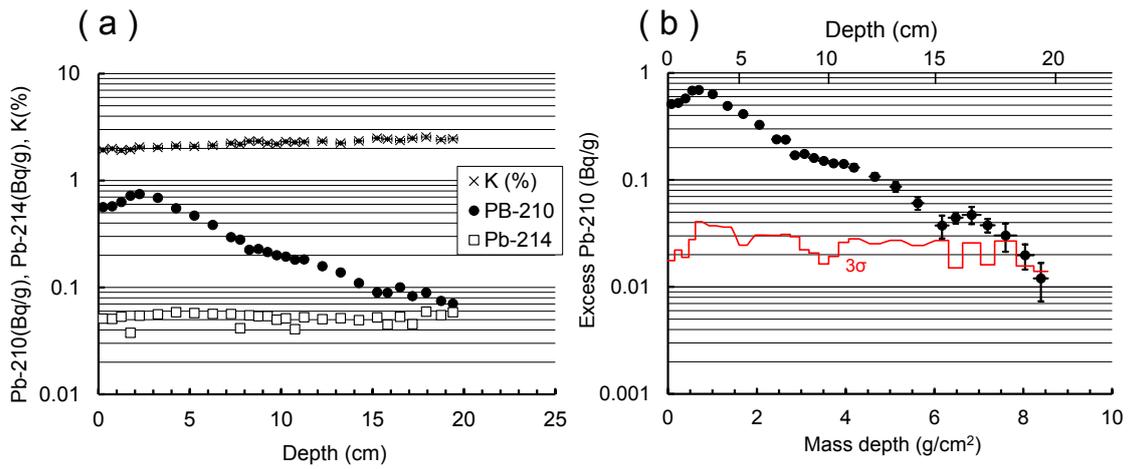
第5図 2014年に琵琶湖から採取したコアBにおける含水率(α), 含水比(β)の変化。

Fig. 5 Variation of water contents of core B taken from Lake Biwa in 2014.

第4表 2014年に琵琶湖から採取したコアAにおけるPb-210, Pb-214, Cs-137, K-40などの放射線濃度。

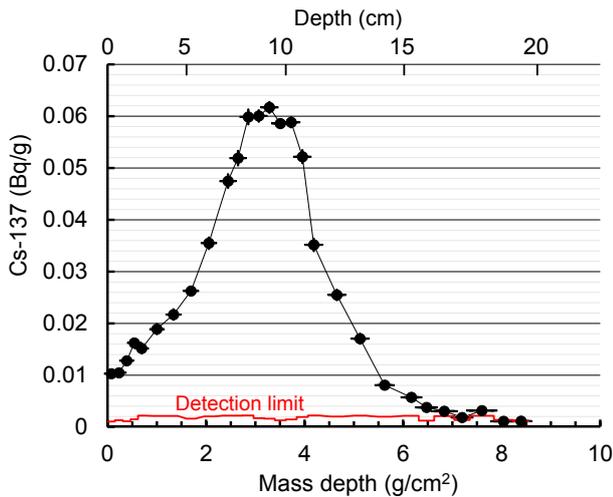
Table 4 Activities of Pb-210, Pb-214, Cs-137 and K-40 in core A taken from Lake Biwa in 2014.

Depth (cm)	Pb-210 $\pm \sigma$ (Bq/g)	Pb-214 $\pm \sigma$ (Bq/g)	Cs-137 $\pm \sigma$ (Bq/g)	K-40 $\pm \sigma$ (Bq/g)
0.0 - 0.5	0.56 \pm 0.01	0.051 \pm 0.001	0.010 \pm 0.001	0.60 \pm 0.01
0.5 - 1.0	0.57 \pm 0.01	0.051 \pm 0.001	0.010 \pm 0.001	0.62 \pm 0.01
1.0 - 1.5	0.63 \pm 0.01	0.053 \pm 0.001	0.013 \pm 0.001	0.59 \pm 0.01
1.5 - 2.0	0.72 \pm 0.01	0.038 \pm 0.001	0.016 \pm 0.001	0.60 \pm 0.01
2.0 - 2.5	0.75 \pm 0.01	0.055 \pm 0.002	0.015 \pm 0.001	0.64 \pm 0.02
3.0 - 3.5	0.69 \pm 0.01	0.056 \pm 0.002	0.019 \pm 0.001	0.63 \pm 0.02
4.0 - 4.5	0.55 \pm 0.01	0.059 \pm 0.002	0.022 \pm 0.001	0.65 \pm 0.02
5.0 - 5.5	0.47 \pm 0.01	0.058 \pm 0.001	0.026 \pm 0.001	0.65 \pm 0.01
6.0 - 6.5	0.38 \pm 0.01	0.057 \pm 0.002	0.035 \pm 0.001	0.66 \pm 0.02
7.0 - 7.5	0.30 \pm 0.01	0.057 \pm 0.002	0.047 \pm 0.001	0.69 \pm 0.02
7.5 - 8.0	0.28 \pm 0.01	0.042 \pm 0.002	0.052 \pm 0.001	0.68 \pm 0.02
8.0 - 8.5	0.23 \pm 0.01	0.055 \pm 0.002	0.060 \pm 0.001	0.72 \pm 0.02
8.5 - 9.0	0.23 \pm 0.01	0.054 \pm 0.001	0.060 \pm 0.001	0.72 \pm 0.01
9.0 - 9.5	0.21 \pm 0.01	0.054 \pm 0.001	0.062 \pm 0.001	0.69 \pm 0.01
9.5 - 10.0	0.20 \pm 0.01	0.050 \pm 0.001	0.059 \pm 0.001	0.68 \pm 0.01
10.0 - 10.5	0.19 \pm 0.01	0.051 \pm 0.001	0.059 \pm 0.001	0.72 \pm 0.01
10.5 - 11.0	0.18 \pm 0.01	0.041 \pm 0.002	0.052 \pm 0.001	0.71 \pm 0.02
11.0 - 11.5	0.18 \pm 0.01	0.053 \pm 0.002	0.035 \pm 0.001	0.71 \pm 0.02
12.0 - 12.5	0.16 \pm 0.01	0.051 \pm 0.002	0.025 \pm 0.001	0.72 \pm 0.02
13.0 - 13.5	0.14 \pm 0.01	0.052 \pm 0.002	0.017 \pm 0.001	0.69 \pm 0.02
14.0 - 14.5	0.11 \pm 0.01	0.050 \pm 0.002	0.008 \pm 0.001	0.73 \pm 0.02
15.0 - 15.5	0.09 \pm 0.01	0.053 \pm 0.002	0.006 \pm 0.001	0.77 \pm 0.02
15.5 - 16.1	0.09 \pm 0.01	0.045 \pm 0.001	0.004 \pm 0.001	0.76 \pm 0.01
16.1 - 16.9	0.10 \pm 0.01	0.053 \pm 0.002	0.003 \pm 0.001	0.73 \pm 0.02
16.9 - 17.5	0.08 \pm 0.01	0.045 \pm 0.001	0.002 \pm 0.001	0.77 \pm 0.01
17.5 - 18.4	0.09 \pm 0.01	0.059 \pm 0.002	0.003 \pm 0.001	0.79 \pm 0.02
18.4 - 19.1	0.07 \pm 0.01	0.055 \pm 0.001	< 0.001	0.75 \pm 0.01
19.1 - 19.7	0.07 \pm 0.01	0.059 \pm 0.001	0.001 \pm 0.001	0.76 \pm 0.01



第6図 2014年に琵琶湖から採取したコアBにおける(a) Pb-210, Pb-214, K及び(b)過剰 Pb-210の深度分布. 赤線は, 過剰 Pb-210の 3σ 検出限界を示す.

Fig. 6 Variations of (a) Pb-210, Pb-214 and K, and (b) excess Pb-210 in core B taken from Lake Biwa in 2014. Red line shows the 3σ detection limit of excess Pb-210.



第7図 2014年に琵琶湖から採取したコアBにおけるCs-137の深度分布. 赤線は, Cs-137の検出限界を示す.

Fig. 7 Variation of Cs-137 in core B taken from Lake Biwa in 2014. Red line shows the detection limit of Cs-137.

算するCICモデル(Constant Initial Concentration, CAモデル(Constant Activity)ともいう)と, 毎年の供給量(フラックス)が一定であると仮定して計算するCRSモデル(Constant Rate of Supply)がある(金井, 2000). この節ではCICモデルを用いた解析を試みる. Pb-210法では, 第3図(b)ならびに第6図(b)における近似直線の傾きから, それぞれのコアにおける平均堆積速度が求められる. 測定されたコアの全長データから計算した平均堆積速度や, 直線的な範囲に区切って計算した結果などを, 第5表に示す. コアAではPb-210法により約 $0.10\text{--}0.13\text{ g/cm}^2\text{/y}$ ($0.17\text{--}0.22\text{ cm/y}$)の堆積速度が得られた. 深度を区切って直線近似して平均堆積速度を算出すると, 6 cm付近を境に $0.06\text{--}0.07\text{ g/cm}^2\text{/y}$ (0.14 cm/y), $0.08\text{--}0.11\text{ g/}$

$\text{cm}^2\text{/y}$ ($0.12\text{--}0.19\text{ cm/y}$)と下部の方がわずかに大きい堆積速度となった. 一方, Cs-137法では $0.05\text{--}0.06\text{ g/cm}^2\text{/y}$ ($0.10\text{--}0.13\text{ cm/y}$)という結果が得られ, Pb-210法よりも遅い堆積速度であり, 一致はしなかった. しかし, Cs-137法では濃度ピークの位置を基準に表層からの年代を決定しており, 本コアでは深度 $4.0\text{--}5.0\text{ cm}$ で最大値となっていることから, 表層から 5.0 cm までの平均堆積速度を示している. Pb-210法でも表層から 5.5 cm までの平均堆積速度は $0.06\text{ g/cm}^2\text{/y}$ であり, 両者で比較的良好一致を示しているため, 約 5 cm の範囲では信頼性が高い結果と考えられる.

コアBでは, Pb-210法を用いると約 $0.06\text{--}0.07\text{ g/cm}^2\text{/y}$ ($0.11\text{--}0.16\text{ cm/y}$), Cs-137法では $0.05\text{--}0.08\text{ g/cm}^2\text{/y}$

第5表 琵琶湖におけるコアA (2001年採取)およびコアB (2014年採取)の平均堆積速度とインベントリーの推定値。

Table 5 Estimated sedimentation rates and inventories in cores A and B taken from Lake Biwa in 2001 and 2014.

Sample (Sampling year)	Range of calculation (cm)	Sedimentation rate						Inventory	
		g/cm ² /y			cm/y			Pb-210	Cs-137
		Pb-210	R	Cs-137	Pb-210	R	Cs-137	Bq/cm ²	Bq/cm ²
Core A (2001)	0.0 - 34.5	0.13	-0.933	0.05 - 0.06	0.22	-0.935	0.10 - 0.13	2.17 ± 0.05	0.305 ± 0.002
	0.0 - 25.5	0.10	-0.983		0.17	-0.984		(2.18 ± 0.05)**	
	1.0 - 25.5	0.10	-0.984		0.18	-0.983			
	0.0 - 20.5	0.10	-0.979		0.18	-0.980			
	1.0 - 20.5	0.10	-0.980		0.18	-0.979			
	0.0 - 5.5	0.06	-0.962		0.12	-0.969			
	1.0 - 5.5	0.07	-0.973		0.14	-0.990			
	6.0 - 12.5	0.11	-0.998		0.19	-0.999			
	6.0 - 15.5	0.08	-0.974		0.14	-0.995			
	Core B (2014)	0.0 - 19.7*	0.07	-0.988	0.05 - 0.08	0.16	-0.979	0.16 - 0.21	1.74 ± 0.01
2.0 - 19.7*		0.07	-0.989		0.11	-0.989		(1.78 ± 0.01)**	
2.0 - 15.5		0.06	-0.988		0.15	-0.989			
2.0 - 7.5		0.05	-0.994		0.15	-0.990			
8.0 - 11.5		0.14	-0.972		0.32	-0.971			
12.0 - 14.5		0.05	-0.993		0.11	-0.991			
16.1 - 19.1*		0.04	-0.991		0.08	-0.991			

R : Correlation coefficient between Ln(excess Pb-210) and depth

* : Estimated depth

** : Estimated inventory (0 to -∞ depth)

(0.16-0.21 cm/y)という結果が得られ、両者ともほぼ一致した。深度を区切って直線近似して平均堆積速度を算出すると、8.0-11.5 cmの範囲で0.14 g/cm²/y (0.32 cm/y)と大きい他は0.04-0.05 g/cm²/y (0.08-0.15 cm/y)程度となった。

これまでに、琵琶湖の堆積速度については幾つかの報告がなされている。例えば、松本(1975)は日本での先駆的な鉛-210堆積年代測定法の研究において、琵琶湖の3地点で測定を行っている。1973年に調査した結果として、北湖の沖之島-近江舞子中間点(水深70 m)で0.87 cm/y(上位)と0.10 cm/y(下位)、舟木-竹生島中間点(水深90m)で0.13 cm/y、及び南湖の中心部(水深5 m)で0.08 cm/yと報告している。Kamiyama *et al.* (1982)は、1979年の調査における堆積速度をCs-137の底質への進入深度から算出し、北湖の沿岸域(水深30 m以浅)で0.13 g/cm²/y (0.26 cm/y)以上、深部(水深70-90 m)で0.019-0.039 g/cm²/y (0.12-0.16 cm/y)、南湖(水深4 m)で0.24 cm/yと報告している。Taishi *et al.* (1986)は、北湖の南部湖心域で1982-1983年に採取された1,400 mの湖底堆積物柱状試料の最上部粘土層(厚さ240-250 m)を用いて、かさ密度(bulk density)の鉛直変化に基づく圧密年代尺度の見積りをfission-track年代測定値(Nishimura and Yokoyama, 1973)を利用して行い、堆積速度として0.033 g/cm²/yを得た。更に太井子・奥田(1989)は、1984年から1987年にかけて採取した北湖東岸にある天野川

から西岸の石田川に掛けて6地点と他3カ所の計9カ所の堆積速度を検討し、湖心部で小さく(0.041-0.062 g/cm²/y ; 0.13-0.19 cm/y)、沿岸域(水深31-35 m)で大きくなる(0.093-0.22 g/cm²/y ; 0.25-0.48 cm/y)傾向があること、短期間に多量の堆積物が供給される堆積異常が見出されること、それらは1896年の明治大豪雨及び1959年の伊勢湾台風に起因する可能性が高いこと、などを明らかにしている。また、堆積速度は一次近似的には湖底水深と正相関があるが(井内, 1987, 1990)、水深40 m以深の湖心域では明瞭な関係が見られないとの報告もある(太井子・奥田, 1989)。

中村ほか(1986)は、1984年に採取した北湖西岸安曇川河口から東方約10 kmの地点(水深70 m)での堆積速度を0.033 ± 0.002 g/cm²/y (0.152 ± 0.008 cm/y)と見積もった。早川・横田(2004)は、2004年に北湖9地点、南湖2地点の11地点における堆積年代をPb-210法で決定し、野洲川河口北側の地点(水深69.2 m)で得られた0.107 g/cm²/y (約0.6 cm/y)という堆積速度は、これまで検討した堆積速度範囲(0.024-0.140 g/cm²/y)では高く、河川からの供給の影響を受けているものと推定した。彼らは、堆積速度の水深依存性を考慮して、湖全体の平均堆積速度を約0.04 g/cm²/yと推定している。また、横田・山本(1999)は、1994年と1995年に北湖の南北2地点、及び南湖の1地点の合計3地点の堆積速度を測定し、北湖の北部で0.027 g/cm²/y、南部で0.070 g/cm²/yという値を得

たが、南湖は算出が困難であったと結論づけている。ちなみに南湖については、北湖が平均水深44 m(最大水深104m)に対し、平均水深3.5 m(最大深度8 m)で湖表面積も小さく、船舶や浚渫・シジミかきなどの人為的な影響や、風波や底生生物による底質表面の攪乱などがある(横田・山本, 1999)ため、1998年に行われた水深4.3mの地点での調査(南ほか, 2002)では、表層の乱れのため4–10cmでのPb-210法及びCs-137法による平均堆積速度を、約0.3 cm/yと推測したのみである。

このように、場所や測定時期の違いもあるが、これまでの調査研究ではおおよそ0.02–0.2 g/cm²/yの堆積速度の報告が多く、特に沿岸部では値が高いようである。本研究において算出された平均堆積速度は最深部に近い今津沖コアの方がわずかに大きいものの、0.04–0.14 g/cm²/yで、いずれもこれまでに報告されている堆積速度の範囲内である。井内(1987)は今回の測定点Bとほぼ同じSt.1において1986年に約40 mのコアを採取し、約6,300年前の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)を指標として0.02 g/cm²/yという堆積速度を、また、1988年に今津沖の最深部北方の3地点で得たコアの平均堆積速度を0.09–0.12 g/cm²/yと算出(井内ほか, 1993)したが、本研究の測定結果と比べると小さい値である(鬼界アカホヤ火山灰の年代はその後7,300年前とされているので、計算される堆積速度はさらに小さくなる)。本研究の結果は100年足らずの期間の平均堆積速度であるのに対し、井内(1987)や井内ほか(1993)では算出方法も本研究とは異なり、過去約6,300年前(7,300年前)から表層までの平均堆積速度であるため、その間に様々な変化・変遷があったためと解釈される。

3.4 CRSモデルによる堆積速度の推定

この節では、毎年の過剰Pb-210の供給量(フラックス)が一定であると仮定するCRSモデルを用いて堆積速度の解析を試みる。このモデルでは、過剰Pb-210濃度が急に減少した深度では堆積物の供給量が増えて濃度が希釈したとされ(堆積速度の増大)、逆に濃度が増大している深度では供給量が減少している(堆積速度の低下)と解釈されている。したがって、下位に向かって過剰Pb-210濃度が単調に低下せず逆転現象が見られても、それは過去の古い堆積物による洪水堆積物や地震性タービダイトのような外来性堆積物が上下に混入したとして解釈できるので、そのような事象が認められる場合には有効なモデルである。CRSモデルによって計算した深度ごとの堆積速度と堆積年代を、第8図、第9図に示した。各図の(b)では、Cs-137のピーク位置(1963年と仮定)を利用した年代も図示してある。

コアA(第8図参照)では、含水比での変化が見られた深度6.0 cmや16.0 cmに注目すると、深度16 cm前後で0.19 g/cm²/y程度に高まった堆積速度が次第に下がり、

約0.10 g/cm²/yでほぼ安定した状態で堆積が継続したが、6.0 cmから再び上昇し0.13–0.15 g/cm²/yとなった後に4.0–1.5 cmは約0.10 g/cm²/yに戻り、表層部で0.07–0.08 g/cm²/yに低下したと計算された(第8図(a)参照)。これに従うと、Cs-137法でのピークとなる1963年の位置は、深度-年代の関係図上で異なる結果となっており、フラックスが常に一定と仮定するシンプルなCRSモデルでは問題が残る。これについては、次節で議論する。

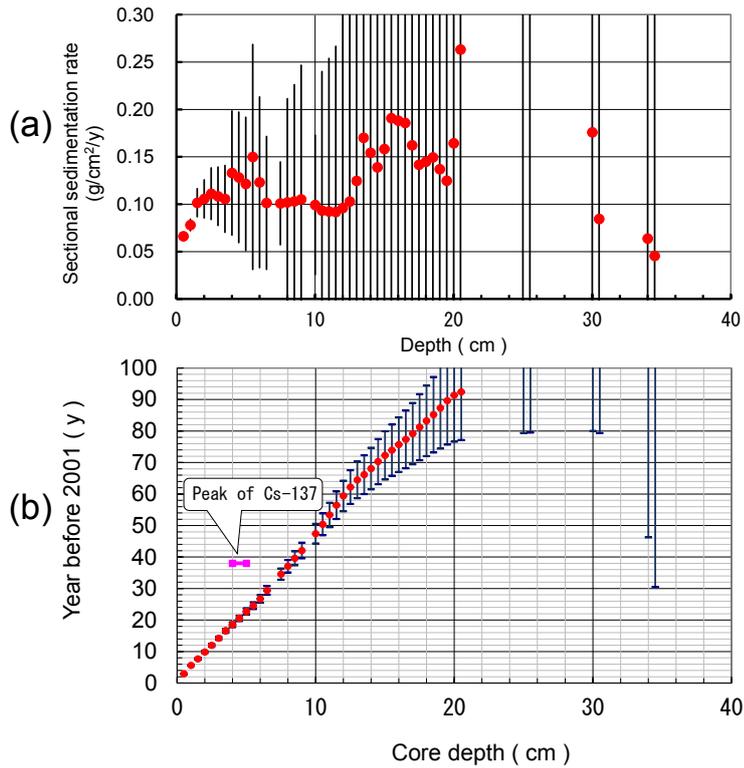
一方、コアB(第9図参照)では過剰Pb-210濃度の減少傾向に変化の見られる深度8.5 cmや15.5 cm前後ではわずかに増加が見られたが、0.06–0.07 g/cm²/yの速度で堆積が続き、表層部(0.0–2.0 cm)の濃度低下部分で0.10 cm/cm²/yと高い堆積速度と計算された。含水比変化が見られた表層部、深度5.5 cmや12.5 cmなどとの関係では、表層部のみが関連が見られた。第9図(b)で示したCs-137法での1963年のピーク位置は、深度とCRS法による堆積年代との関係図と適合し、良好な結果となった。

CRSモデルによる堆積速度を算出する際に、核種の蓄積量(インベントリー)も計算される(金井, 2000)。第5表にはそれも示したが、過剰Pb-210に関しては湖心の最深部に近い地点Aが2.2 Bq/cm²で水深の浅い鞍部頂上部の地点Bが1.7 Bq/cm²となり、地点Aの方が大きい。Cs-137もそれぞれ0.31 Bq/cm²と0.19 Bq/cm²であり、地点Aの方が大きい。コアAの値は2014年時点で対比すると、13年の時間経過によりCs-137は減衰して0.31 Bq/cm²は0.23 Bq/cm²となり、それに13年間の大気からの降下物が追加されるはずであるが、2014年時点で換算してもコアAの方が大きい。以上のことから、琵琶湖の最深部に近い湖底(地点A)と湖の鞍部頂上部(地点B)でのインベントリーを比較すると、水深の深い湖底の方が水深の浅い鞍部頂上部よりも堆積作用は盛んであると結論される。

3.5 堆積環境の変遷

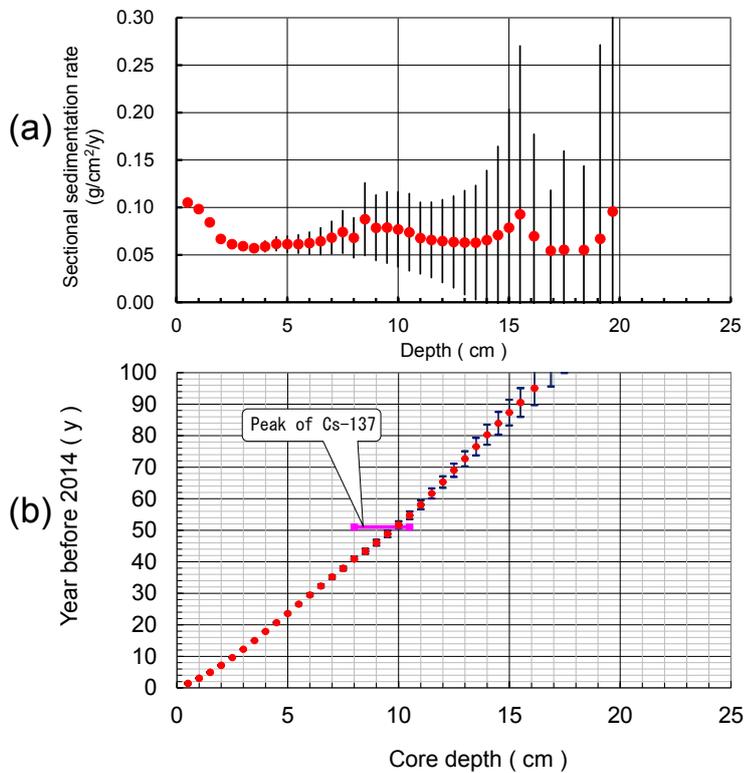
水深の浅い鞍部頂上部で採取したコアBでは、Pb-210法による堆積年代とCs-137法による堆積年代が比較的良い一致を見せた(第9図(b)参照)。しかし、琵琶湖の最深部に近い湖底で採取したコアAでは食い違いを見せ(第8図(b)参照)、深度約5 cmまでであれば、Pb-210法での堆積年代とCs-137法での堆積年代とで比較的近い値となった(第5表参照)。

そこで、コアAでは0.0–5.0 cm、5.0 cm以深に分け、Cs-137法による堆積年代を深度5.0 cmまで適用し、それぞれCRS法で検討した。全過剰Pb-210インベントリーを1.4–1.6 g/cm²と仮定してCRSモデルで計算すると、0.0–5.0 cmの範囲ではCs-137法による年代とほぼ一致したので、5.0 cmまでの計算ではコアの全過剰Pb-210インベントリーを1.5 g/cm²と仮定した。実際の0.0–5.0 cm間のインベントリーは、1.1 g/cm²であり、また、コアBに



第8図 コアAにおけるCRSモデルを用いた (a) 区間別堆積速度及び(b)推定堆積年代.

Fig. 8 (a) Sectional sedimentation rate and (b) estimated sedimentation age of core A calculated by CRS model.



第9図 コアBにおけるCRSモデルを用いた (a) 区間別堆積速度及び(b)推定堆積年代.

Fig. 9 (a) Sectional sedimentation rate and (b) estimated sedimentation age of core B calculated by CRS model.

おける 0.0 cm から Cs-137 がピークとなる 8.0–10.5 cm 間でのインベントリーは 1.28–1.45 g/cm² であるので、コア A に関して 5.0 cm までの堆積としてはほぼ妥当な状況と考えられる。5.0 cm 以深での CRS 法は、5.0 cm を起点として計算した。このようにして修正したモデルの結果を第 10 図に示した。これによると、年代の古い深部では 0.15–0.20 g/cm²/y の大きい堆積速度であったものが 1960 年代まで 0.10 g/cm²/y で定常的に堆積が続き、1960 年代から現在まで 0.05 g/cm²/y 程度で堆積が継続したと計算され、過去ほど堆積速度は大きかったと推定される。なお、第 10 図 (b) には CIC モデルを用いた第 5 表の区間ごとの平均堆積速度 (それぞれ、Line 1 : 0.0–5.5 cm ; 0.06 g/cm²/y, Line 2 : 6.0–12.5 cm ; 0.11 g/cm²/y, Line 3 : 6.0–15.5 cm ; 0.08 g/cm²/y) による年代と深度との関係も示した。Line 1 と Line 2 は、修正した CRS モデルを用いた年代と深度の関係とよく一致していることがわかる。

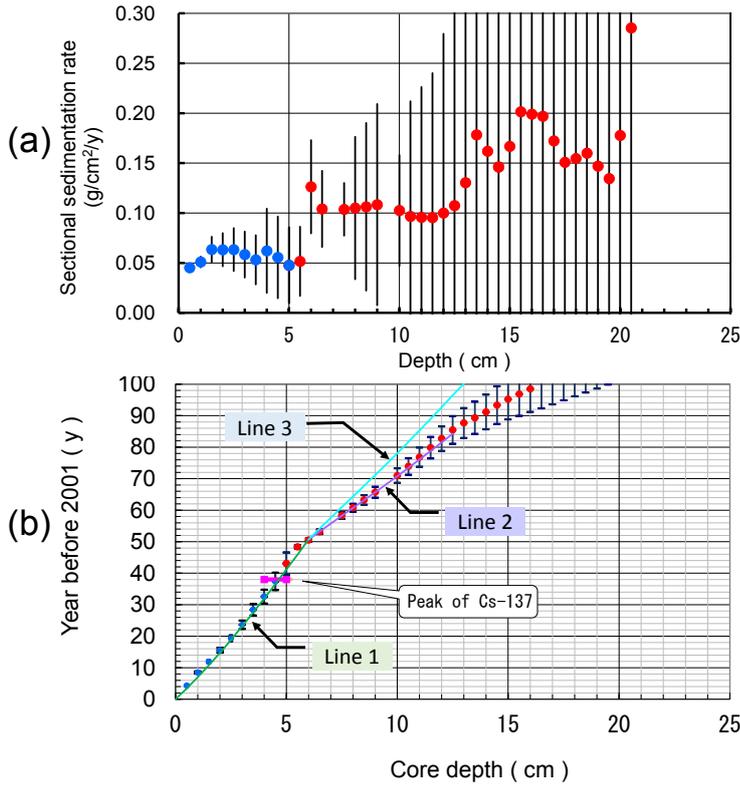
コア A における過剰 Pb-210 の実際の全インベントリー約 2.2 g/cm² のうち、0.0–5.0 cm までの蓄積が 1.1 g/cm² となるため、それ以深で約 1.1 g/cm² もあることになる。一方、コア B では全体が約 1.7 g/cm² であるのに対し、表層から 1963 年までのインベントリーが約 1.4 g/cm² (1.28–1.45 g/cm²) であるため、それより古い深部の部分でのインベントリーは約 0.4 g/cm² 以下である。堆積速度が異なるために単純な比較はできないが、両者の 1963 年までの過剰 Pb-210 の蓄積量 (堆積量) を比較した結果は、地点 A (コア A) においては 1960 年代以前に地点 B (コア B) よりも多量の過剰 Pb-210 が堆積物に供給されていたことを示唆する。

地点 A に関して、過去の堆積速度が大きかった、かつ過剰 Pb-210 の供給量が多かった理由として、河川の洪水や地震性タービダイトの影響が考えられる。地点 B は沖島と安曇川デルタを結ぶ鞍部 (周囲より相対的に比高が高い場所) に位置しているため、地震性タービダイトや洪水堆積物がたまりにくい場所であるのに対し、地点 A は湖底平原に位置しているため、洪水堆積物や地震性タービダイトの影響を受けやすいと考えられる。しかも、地震性タービダイトでは過剰 Pb-210 含有量の低い古い堆積物では無く、比較的新しい過剰 Pb-210 含有量の高い堆積物が余分に供給されていたと考えられる。すなわち、過去にこれらの影響でフラックスが今よりも多い時期があった可能性が推察され、年間の過剰 Pb-210 フラックスが一定であると仮定する CRS モデルと合致しなかった理由も説明できる。

琵琶湖に流入する一級河川は 118 本ほどあるのに対し、流出する河川は瀬田川の 1 本にすぎず、琵琶湖周辺ではこれまで洪水による大被害を受けてきた (国土交通省, 2015)。1896 年の大豪雨では湖水位は 3.76 m に達し、浸水面積は約 14,800 ha に及んだという。1917 年の台風による豪雨の時にも、湖水位は 1.43 m に上昇して洪水の

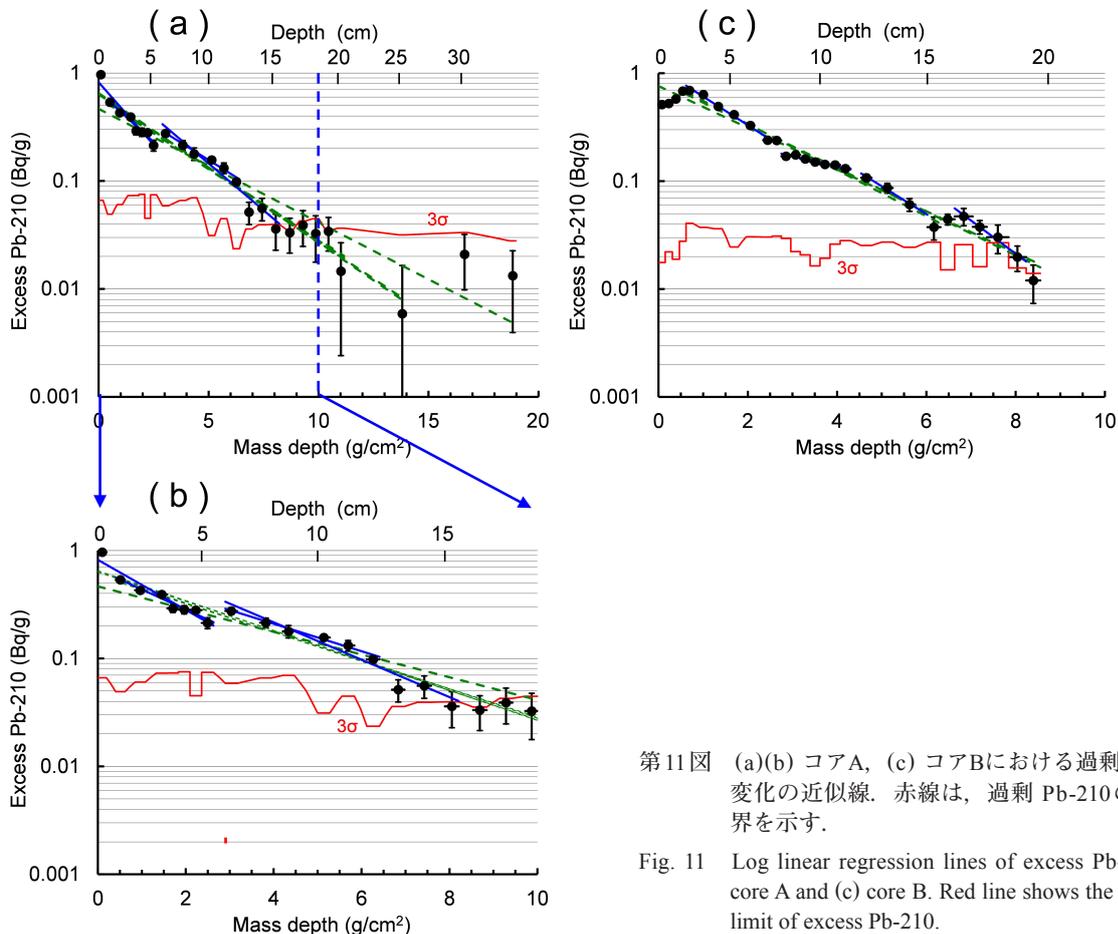
被害をもたらした。1953 年の台風被害、1959 年の台風 7 号及び伊勢湾台風以降にも、1961 年、1965 年と 1 m 以上の湖水面の上昇が記録されている。その後は、1972 年、1982 年、1990 年、1995 年、2014 年に起きた台風や豪雨による 1 m 未満の湖面上昇や家屋浸水の記録が残されている (国土交通省, 2015)。特に 1950 年代、1960 年代は大規模な洪水の多い期間だったと推定され、洪水堆積物の供給などにより沿岸のみならず湖底でも現在よりも堆積量が多かったと推定される。また、湖底に堆積した地震性タービダイトだと上位斜面の表層堆積物が供給されるので、高濃度の過剰 Pb-210 が供給・堆積したと考えられる。琵琶湖周辺で終戦前後に起こった震度 5 前後の地震記録で、琵琶湖で地震性タービダイトが堆積した可能性のあるものとしては、1963 年の越前岬沖地震 (M6.9)、1952 年の吉野地震 (M6.7)、1948 年の福井地震 (M7.1)、1944 年の東南海地震 (M7.9) などが考えられる。更に古くなると、1927 年の北丹後地震 (M7.3)、1909 年の江濃 (姉川) 地震 (M6.8)、1891 年の濃尾地震 (M8.0) などもある (井内ほか, 1993 ; 気象庁, 2016)。このように、最深部に近い地点 A においては、1960 年代以前に洪水や地震性タービダイトによる影響を受けていたと考えることで、コアにおける放射性核種などの深度分布が説明できる。

また、第 5 表に示した Pb-210 法による平均堆積速度の計算に用いた近似直線を、青の直線は短期間の区間の平均速度、緑の破線は全体的な平均速度として、第 11 図の中に示した。全体を一本の直線で近似した場合に (緑の破線を参照)、直線から外れた部分 (濃度低下や変化のほとんどない部分) では、この深度において定常的な堆積が行われずに、堆積物の攪乱や短時間の外来堆積物の供給などが起こっていた可能性が考えられる。外来性の異物質が混入すると含水比に影響が出やすいと考えられるので、含水比と過剰 Pb-210 の変化を第 12 図に示した。外来性の堆積物として大きなものは、既に述べた 1896 年の大豪雨、1917 年の台風豪雨、1953 年の台風豪雨、1959 年の台風 7 号及び伊勢湾台風、1961 年、1965 年の豪雨などによる洪水堆積物や地震起因のタービダイトなどが考えられる。コア A では、約 4–5 cm や約 14–16 cm で含水比の低下が認められており (第 12 図 (a) 参照)、この区間は肉眼観察では確認困難であったが外来性の粗粒堆積物が紛れ込んだ可能性もある。約 4–5 cm は平均堆積速度 0.06 g/cm²/y (Pb-210 法)、0.05–0.06 g/cm²/y (Cs-137 法) の平均堆積速度を利用すると、おおよそ 31 年前 (1970 年) から 48 年前 (1953 年) にあたり、伊勢湾台風などを含む 1950 年代・1960 年代の豪雨や 1952 年、1963 年の地震に伴うタービダイトに起因する可能性が高い。もう一つの大きな変動を示した約 14–16 cm は、補正した CRS 法の結果 (第 10 図) から推定すると 86 年前 (1915 年) から 106 年前 (1895 年) と見積もられ、1896 年や 1917 年の大豪



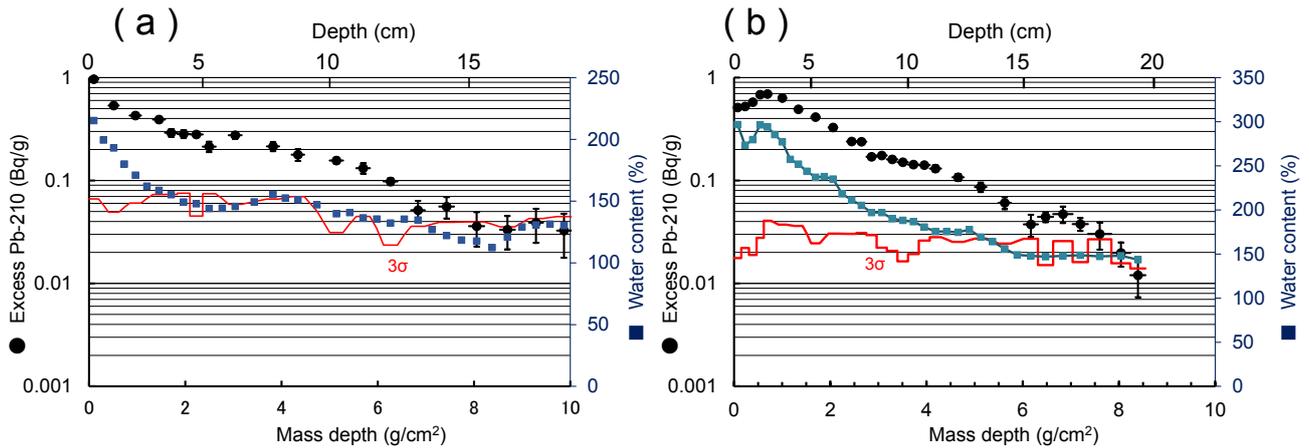
第10図 コアAにおける修正CRSモデルを用いた深度ごとの(a)堆積速度及び(b)堆積年代。青丸は5 cmまでの計算でコアの全過剰 Pb-210インベントリーを1.5 g/cm²と仮定したもの、赤丸は5 cmを起点として計算したもの。(b)におけるLine 1, 2, 3は、CICモデルを用いた第5表の区間ごとの平均堆積速度(それぞれ、0.0–5.5 cm; 0.06 g/cm²/y, 6.0–12.5 cm; 0.11 g/cm²/y, 6.0–15.5 cm; 0.08 g/cm²/y)による年代。

Fig. 10 (a) Sectional sedimentation rate and (b) sectional sedimentation age of core A calculated by modified CRS model. Blue circles are the results of calculation assuming the total excess Pb-210 as 1.5 g/cm² and red circles are those calculated by assuming 5 cm as starting depth. Lines 1, 2 and 3 indicate the age calculated by the sedimentation rate (0.0–5.5 cm; 0.06 g/cm²/y, 6.0–12.5 cm; 0.11 g/cm²/y, 6.0–15.5 cm; 0.08 g/cm²/y, respectively) in Table 5 using CIC model.



第11図 (a)(b) コアA, (c) コアBにおける過剰 Pb-210濃度変化の近似線。赤線は、過剰 Pb-210の3σ検出限界を示す。

Fig. 11 Log linear regression lines of excess Pb-210 in (a)(b) core A and (c) core B. Red line shows the 3σ detection limit of excess Pb-210.



第 12 図 (a) コアA, (b) コアBにおける過剰 Pb-210と含水比の変化. 赤線は, 過剰 Pb-210の 3σ 検出限界を示す.
 Fig. 12 Variations of excess Pb-210 and water content in (a) core A and (b) core B. Red line shows the 3σ detection limit of excess Pb-210.

雨や1891年, 1909年の地震によるタービダイトに関連する可能性が高い. 太井子・奥田(1989)も, 琵琶湖北湖を1984年から1987年にかけて調査し, 短期間に起きた堆積異常を1896年の明治大豪雨及び1959年の伊勢湾台風起因すると推測している.

一方, 2014年に採取したコアBでも(第12図(b)参照), 表層の含水率の変動に応じて過剰 Pb-210も変動しているが, 深度約8 cmと約15 cmを境に過剰 Pb-210の傾きに変化が認められる. しかし, 含水比は緩やかな低下を見せているものの, 深度5.0–6.5 cmや11.0–13.0 cmでの一時的な減少傾向の停滞がある程度で, それほど顕著な変化は見られない. 伊勢湾台風は55年前となるが, その時期は $0.06\text{--}0.07\text{ g/cm}^2/\text{y}$ (Pb-210法), $0.05\text{--}0.08\text{ g/cm}^2/\text{y}$ (Cs-137法)の平均堆積速度を利用すると約8–12 cmの深度に相当するが, 伊勢湾台風(1959年)をはじめ, 過去に起きた種々の洪水やイベントと放射性核種分布の変動との対応は不明瞭であった. これらのことから, 北湖の湖盆が二分された鞍部のほぼ頂上部にあたる地点Bでは, 最深部に近い地点Aほど洪水やイベントの影響を受けていなかったと推定される. 既に述べたように, 地点Bは沖島と安曇川デルタを結ぶ鞍部(周囲より相対的に比高が高い場所)に位置しているで, 地震性タービダイトや洪水堆積物がたまりにくい場所であったと考えられる. しかし, コアBでは表層2 cmで深部とは異なる変化を示しており, 試料採取時の乱れはなかったことから, その原因として表層での底生生物による攪乱や人工的な混合も可能性の一つと考えられる. 単純な混合の場合には過剰 Pb-210濃度は一定濃度のパターンになると期待される(金井, 2000). しかし, 過剰 Pb-210濃度が表層に向かい減少していることから, 表層ほど外来物を含む激しい混合がなされていた可能性が考えられる.

4. まとめ

琵琶湖の底質の調査を2001年と2014年に行い, 得られたコアを用いてPb-210法及びCs-137法による堆積速度の測定を行った. 一方は北湖の北部の最深部に近い今津沖であり, もう一方は湖盆が二分された鞍部のほぼ頂上部に相当する高島沖のコアである. 平均堆積速度は, 最深部に近い今津沖コアの方がわずかに大きいものの, 約 $0.1\text{ g/cm}^2/\text{y}$ ($0.04\text{--}0.14\text{ g/cm}^2/\text{y}$), $0.1\text{--}0.3\text{ cm/y}$ の値が得られ, 従来琵琶湖で測定された堆積速度の範囲内であった.

最深部に近い今津沖のコアでは, 1960年代以前に鞍部頂上部の高島沖のコアよりも多量の過剰 Pb-210が供給されていたことが示唆され, 洪水堆積物や湖底斜面表層の新しい堆積物が供給され, 多くの過剰 Pb-210が堆積したと考えられた. これは, 1896年, 1917年の大豪雨や1950年代, 1960年代の大規模な洪水, 1891年, 1909年の大地震に伴うタービダイト起因すると考えられる.

一方, 鞍部のほぼ頂上部に相当する高島沖で採取したコアの表層部は, 含水率やPb-210濃度などに変動が見られ, 表層での底生生物による攪乱や人工的な混合なども可能性の一つと考えられた.

謝辞: 本研究を行うにあたり, 調査にご協力いただいた関係者各位, ならびに原稿を改善するのに有効で貴重なご意見をくださった匿名査読者及び編集委員の板木拓也氏に感謝申し上げます.

文 献

- 青木市太郎・木下泰正(1979) 汚染底質調査のために開発した採泥器. 地質ニュース, **296**, 19-26.
- 藤田恒雄・島村信也・神山享一(2013) 含水率を用いた海底土壌の放射性セシウム濃度標準化の試み(短報). 福島県水産試験場研究報告, **16**, 119-123.
- 早川和秀・横田喜一郎(2004) X.京都大学受託研究事業 琵琶湖および流入河川河口部付近における底質のサンプリング調査と堆積年代の推定. http://www.pref.shiga.lg.jp/d/biwako-kankyo/lberi/03yomu/03-01kankoubutsu/03-01-03research_report/no1/files/16-13.pdf (2015年11月11日 参照)
- 井内美郎(1987) 音探堆積速度算定法—音波探査で求めた琵琶湖の堆積速度—. 地球科学, **41**, 231-234.
- 井内美郎(1990) 琵琶湖泥質粒子の堆積メカニズム. 地質学論集, **36**, 195-208.
- 井内美郎・衣笠善博・公文富士夫・安松貞夫・中野聰志・志岐常正(1993) 古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト. 地質学論集, **39**, 61-70.
- Kamiyama, K., Okuda, S. and Koyama, M. (1982) Vertical distribution of ^{137}Cs and its accumulation rate in lake sediments. *Japan Journal of Limnology*, **43**, 35-38.
- 金井 豊(1993) 微量環境試料測定用井戸型Ge検出器の効率特性, *Radioisotopes*, **42**, 169-172.
- 金井 豊(2000) 鉛-210堆積年代測定法とその問題点, 地球化学, **34**, 23-39.
- 金井 豊・井内美郎(2004) 愛媛県西部佐多岬半島の阿弥陀池および亀ヶ池の堆積速度と堆積環境の変遷, 堆積学研究, **58**, 93-103.
- 金井 豊・井内美郎・片山 肇・齋藤文紀(1995) ^{210}Pb , ^{137}Cs 法による長野県諏訪湖底質の堆積速度の見積り, 地調月報, **46**, 225-238.
- 金井 豊・井内美郎・片山 肇・齋藤文紀(1997) 低バックグラウンド放射能測定システムによる長野県諏訪湖底質の放射能測定と堆積速度の見積り, 地調月報, **48**, 277-295.
- 金井 豊・井内美郎・徳岡隆夫(1998a) 放射性核種を用いた中国Daihai湖およびBlackspring湖の堆積速度測定と堆積環境, 堆積学研究会報, **47**, 55-70.
- 金井 豊・井内美郎・山室真澄・徳岡隆夫(1998b) 島根県宍道湖の底質における堆積速度と堆積環境, 地球化学, **32**, 71-85.
- 金井 豊・井内美郎・徳岡隆夫(2000) ネパールにおける山岳湖の堆積速度と堆積環境, 地調月報, **51**, 175-187.
- 金井 豊・山室真澄・井内美郎・徳岡隆夫(2002) 島根・鳥取県中海における堆積速度と堆積環境, 地球化学, **36**, 161-178.
- 気象庁(2016) 過去の地震津波災害 ★明治以降1995年までに, 我が国で100人以上の死者・行方不明者を出した地震・津波. <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/higai/higai-1995.html> (2016年1月20日 参照)
- 国土地理院(2015) 国土地理院の湖沼湿原調査. <http://www1.gsi.go.jp/geowww/lake/jisshizumikoshou.html> (2015年11月11日 参照)
- 国土交通省(2015) 琵琶湖の洪水の歴史. 国土交通省近畿地方整備局 琵琶湖河川事務所, <http://www.kkr.mlit.go.jp/biwako/biwako/rekishi/index.html> (2015年11月11日 参照)
- 松本英二(1975) ^{210}Pb 法による琵琶湖湖底泥の堆積速度. 地質学雑誌, **81**, 301-306.
- Meade, R. H. (1966) Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands - review. *J. Sed. Petrology*, **36**, 1085-1101.
- 南 雅代・小田寛貴・小島貞男・横田喜一郎・中村俊夫(2002) 琵琶湖南湖の湖底堆積物のSr同位体比. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書13, 71-81.
- 文部科学省(2012) 平成24年6月8日 文部科学省による, 近畿地方の航空機モニタリングの測定結果について. http://radioactivity.nsr.go.jp/ja/contents/6000/5445/24/203_0608Kin.pdf (2016年1月20日 参照)
- 中村俊夫・中井信之・木村雅也・小島貞男・前田広人(1986) 琵琶湖底堆積物中の放射性核種分布. 堆積物研究会報, **XXV**号, 1-14.
- Nishimura, S. and Yokoyama, T. (1973) Fission-track ages of volcanic ashes in 200 m core sample of Lake Biwa, Japan. *Proceedings of the Japan Academy*, **49**, 615-618.
- 太井子宏・奥田節夫(1989) 琵琶湖湖底表層における堆積速度の見積もりと堆積層の異常. 京都大学防災研究所年報, **32 B-1**, 259-278.
- 佐野 栄・井内美郎・金井 豊・丸岡範子(2000) 瀬戸内海表層堆積物の地球化学的特徴その1. 安芸灘表層堆積物, 愛媛大学教育学部紀要第III部自然科学, **20**, 1-9.
- Taishi, H., Yamamoto, A. and Kanari, S. (1986) Age-scaling for the uppermost clayey layer in the 1,400 m-core sample from Lake Biwa - a preliminary study-. *Japan Journal of Limnology*, **47**, 101-108.
- 横田喜一郎・山本政儀(1999) 天然放射性核種(PB-210)による堆積履歴の解説. 琵琶湖研究所所報, **16**, 53-57.

(受 付 : 2016年1月26日 ; 受 理 : 2016年7月5日)