

岩木川下流低地のボーリングコア解析による完新世の環境変化

葛 西 未 央^{*1, a}・小 岩 直 人^{*2}



縄文海進が及んだ岩木川下流低地の土流部で新たに採取したボーリングコアおよび十三湖河口の既存コアを用いて、低地一帯における完新世の古環境変遷を考察した。本地域では、約 7,000 cal BP に塩分の高い環境になり、亀ヶ岡遺跡付近の低地まで内湾が形成され、約 6,000 cal BP には淡水の影響が強い湖沼環境となる。その後、デルタの発達に伴う湖沼の縮小によって海水と淡水が攪乱されやすい状況が生じ、汽水環境へと変化した。さらに、これまで低地下流部で確認されていた 4,000～1,000 年前に生じた淡水化の時期に、海水が流入するイベントが数回発生していた可能性が示唆された。淡水化の開始時期は低地一帯ではほぼ同時であったが、それが終了して汽水環境へ変化した時期は場所によって異なり、下流部よりも上流部が、また上流部の中でも土砂供給量が多くデルタの発達速度の大きい河川沿いでより早く生じていた。

キーワード：完新世、ラグーン、珪藻分析、古環境、デルタ

I. は じ め に

日本における海跡湖は、縄文海進で海域となった内湾が、流入河川の供給する土砂によって埋積され縮小するとともに、湾口部が砂州によって閉鎖された水域であることが多い。このような発達過程を考慮すると、海跡湖周辺の地形環境の変遷はこの時代に周辺で生活していた人間に対し、極めて大きな影響を与えていたことが推定される。青森県北西部に位置する津軽平野には、海跡湖である十三湖が存在し、臨海沖積平野の縁辺に発達する海成段丘上には田小屋野貝塚、亀ヶ岡遺跡をはじめとする考古学的にも極めて重要な縄文遺跡が立地している。また、津軽平野は縄文海進以降の内湾の出口が比較的狭いため、沿岸流などによる土砂移動の影響を受けにくいと考えられ、デルタ地形の発達を明らかにするには条件が整っている(海津, 1976)。このような環境条件は、人間生活と地形環境とのかかわりを検討するのに好都合である。

津軽平野における完新世以降の古環境の復元は、小貫ほか(1963)、海津(1976)、村山ほか(1984)などにより行われてきた。小貫ほか(1963)は、津軽平野の沖積層

の基本層序を示し、十三湖は縄文海進以降の海域が縮小する過程で形成された海跡湖であることを指摘した。海津(1976)は、沖積層の層序と空間分布を示すとともに完新世の古地理を明らかにした。村山ほか(1984)は、既存ボーリングコアを用いて、沖積層の内部構造を明らかにし、完新世における海岸線の空間的な移動について検討している。

さらに近年の研究(小岩ほか, 2014)では、岩木川河口と十三湖の砂州上で採取したボーリングコアの諸分析から、縄文海進以降の湖水の環境変遷と周辺の地形環境変遷について検討を行っている。また、岩木川下流低地の土流部では地形変化と人間活動との関係についても検討されており、小野ほか(2012)は、十和田カルデラの火山活動に伴うラハールが低地に土砂を多量に供給し、平安時代におけるエクメネの拡大をもたらした可能性を指摘した。

しかし、これらの研究で完新世初頭からの古環境が復元されたのは岩木川下流低地の土流部に限られ、おもな縄文遺跡が位置する土流部では沖積層表層の研究にとどまっている。自然環境の変化と人間との関わりを検討するためには、岩木川下流低地の土流部についても環境変

2014 年 2 月 3 日受付。2014 年 5 月 26 日受理。

*1 弘前大学大学院地域社会研究科 〒036-8560 弘前市文京町 3。

*2 弘前大学教育学部 〒036-8560 弘前市文京町 1。

*a Corresponding author : soumi.ho22@gmail.com

遷の解明が不可欠である。そこで、本研究では新たにボーリングコアを採取し、層相観察、年代測定、粒度分析、珪藻分析、イオウ分析を行い、岩木川下流低地全体の環境変遷を検討した。

II. 調査地域の概観

青森県北西部に位置する津軽平野は、弘前～藤崎町付近では更新世および完新世の扇状地がみられ、五所川原市や板柳町付近は広く氾濫原が発達し、岩木川河口部付近には典型的なデルタが形成されている(海津, 1976)。津軽平野における主流河川は、白神山地を源流とする岩木川であり、八甲田山系を源流とする浅瀬石川、白神山系から流れる平川をはじめとする諸河川と合流し、十三湖へと注ぐ。この他、平野西部を流れる山田川、北東部の鳥谷川が直接十三湖へ流入している(図1)。津軽平野は、その東側を新第三紀層よりなる津軽山地、西側を更新世に形成された海成段丘、およびそれを被覆する屏風山砂丘に挟まれている(小貫ほか, 1963)。海成段丘面は MIS 5e および MIS 1 に形成されたものであり(海津, 1976; 小池・町田, 2001)、平野東部にも発達する。

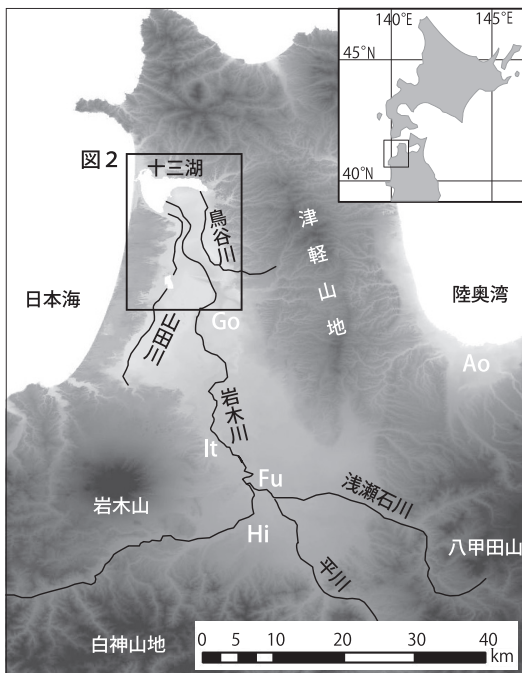


図1 調査地域の概観図

国土地理院発行の10m DEMを利用して作成。Ao: 青森市, Go: 五所川原市, It: 板柳町, Fu: 藤崎町, Hi: 弘前市。

田小屋野貝塚(縄文前期～中期)、亀ヶ岡遺跡(縄文晩期)に代表される縄文遺跡は、これらの海成段丘面上に位置している。

十三湖は、長さ約5kmの砂州によって日本海から隔てられ、海からの直接の影響を受けにくい環境にある。十三湖の砂州を人工的に開削してつくられた水戸口は、唯一の潮流口となっており、ここから遡上する海水により、十三湖は汽水環境にある。

III. 調査方法

調査地域における完新世の地形発達および古環境を考察するため、津軽平野下流低地で実施した学術ボーリング5本、東北地方整備局青森河川国道事務所による十三

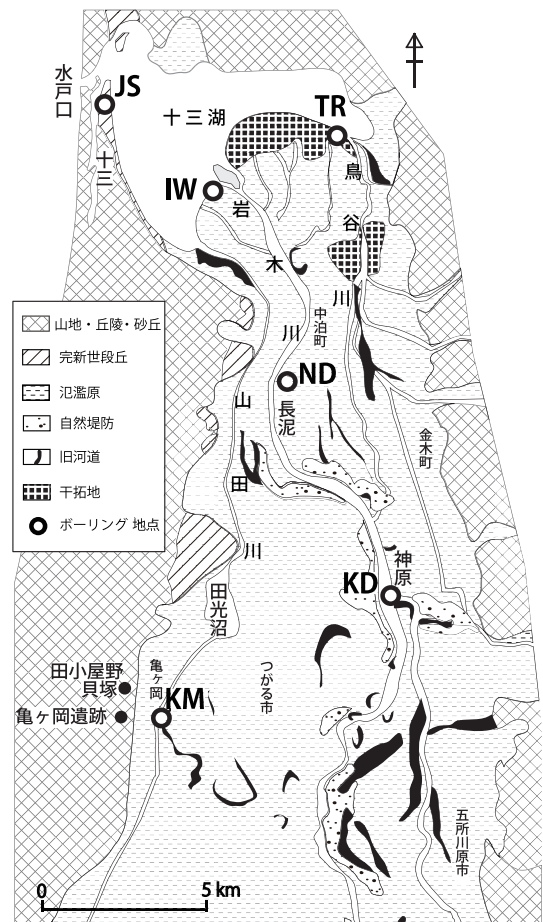


図2 調査地域周辺の地形分類図およびボーリング地点
KM: 亀ヶ岡付近, KD: 神田橋付近, ND: 長泥地内, TR: 鳥谷川河口部, IW: 岩木川河口部, JS: 十三。

湖東湖岸堤防地質調査ボーリング 1 本の計 6 本のコアを用いて分析を実施した。ボーリング地点は低地の上流側から以下の順で位置する。つがる市木造亀ヶ岡地内 (KM コア: 北緯 40°53'1" 東経 140°20'50", 標高 3.2 m, 掘削深度 23.00 m), 五所川原市金木町神原地内神田橋付近 (KD コア: 北緯 40°54'39" 東経 140°25'9", 標高 4.2 m, 掘削深度 15.00 m), 中泊町長泥地内 (ND コア: 北緯 40°57'50" 東経 140°23'8", 標高 1.5 m, 掘削深度 30.50 m), 鳥谷川河口部 (TR コア: 北緯 41°30'00" 東経 140°24'5", 標高 0.5 m, 掘削深度 15.00 m), 岩木川河口部 (IW コア: 北緯 41°00'50" 東経 140°21'58", 標高 0.98 m, 掘削深度 58.00 m), 中泊町十三地内 (JS コア: 北緯 41°01'45" 東経 140°19'42", 標高 2.7 m, 掘削深度 28.70 m) (図 2)。これらのコアの層相観察, ^{14}C 年代測定, 粒度分析, 珪藻分析, イオウ分析をそれぞれ行った。なお, IW コア, TR コア, JS コアの年代測定値, 粒度分析およびイオウ分析結果は, 小岩ほか (2014) を引用する。珪藻分析に関しては, その間隔を深度方向に数十 cm と密にして新たに実施した。

1. ^{14}C 年代測定

^{14}C 年代測定は, シルト層と砂層に狭在している貝殻片および木片を, 加速器質量分析 (AMS) 法により (株) 加速器分析研究所に依頼して実施した。年代値の暦年補正は CALIB 6.1.1 (Stuiver *et al.*, 2012) を用いて, 校正データセットは陸域起源の試料には IntCal 09, 貝化石試料については Marine 09 (Reimer *et al.*, 2009) を使用した。貝化石試料, とくに汽水域試料の海洋リザーバ効果は検討を要する問題である。宮田ほか (2010) は, 対馬暖流起源の津軽暖流沿岸における太平洋側の遺跡の遺物の年代測定を行い, 海洋リザーバ効果がヤマトシジミでは 180 年, アサリが 450 年であったことを示した。本調査地域でもこの値を適応できるかもしれないが, 対馬暖流における詳細なローカルリザーバ効果や汽水域での影響が不明であること, さらに, 本研究で扱う千年スケールでの議論には大きな影響を与えないと判断し, 本稿では海洋リザーバ効果の値を 400 年 ($\Delta R=0$) として貝殻の年代値を求めた。

既存研究との地形・地質の年代の対応関係を検討するため, 既報の ^{14}C 年代値を暦年に校正した。具体的には, 既報の年代値について, 本研究で得た貝殻試料の $\delta^{13}\text{C}$ の平均値を用いて同位体分別効果を補正した conventional age を求めて, 暦年代を算出した (表 1)。

2. 粒度分析

粒度分析は, 各ボーリングコアから深度方向に 10~

100 cm の間隔で 0.5 g 前後の試料を採取し, レーザー回折式粒度分布測定装置を用いて行った。KM コア, KD コア, IW コア, TR コア, JS コアの分析は, シスメックス社製の MASTERSIZER2000 HYDRO 2000 (測定粒子径範囲は最大 2,000 μm) により実施し, ND コアは (株) 堀場製作所製の Particle Size Distribution Analyzer LA-950 (測定粒子径範囲は 0.01~3,000 μm) を用いた。測定条件を統一するため, 測定粒子径範囲を最大 2,000 μm とした。

3. 珪藻分析

珪藻はケイ酸質の殻を持つため, 堆積物中に残りやすく, 過去の環境指標として日本各地の沖積低地における地形環境復元に用いられている (例えば, 安井ほか, 2007; 石川ほか, 2009; 佐藤ほか, 2011)。分析数は KM コア, KD コア, IW コア, JS コアでそれぞれ 31 点, 37 点, 54 点, 4 点である。分析試料は各コアのシルト~粘土層から採取した。試料を乾燥させ, 15% の過酸化水素水処理を行い, 遠心分離機で 2~3 回洗浄をした。その試料をカバーガラスに滴下し, 乾燥した後にマウントメディアを用いて封入した。検鏡は 1,000 倍で行い, 1 プレパラートにつき殻片数の下限を 100 個とした。種の同定および生息環境は, 鹿島 (1986, 1992), 小杉 (1988), 安藤 (1990), 渡辺 (2005), 小林ほか (2006) などを参考にした。

4. イオウ分析

海底および湖底の堆積環境を考察するため, 堆積物のイオウ分析を実施した。イオウ分析は佐藤 (1995) に従って, 堆積物中の総イオウ (1N 塩酸可溶イオウ + 30% 過酸化水素可溶イオウ) 含有量 (%) を測定した。海成 (または汽水成) と陸成 (または淡水成) の堆積物を区別するための判定基準は谷川 (2009) に従い, 総イオウ含有量 0.3% 以上のものを海水成~汽水成, 0.1% 未満のものを淡水成とした。0.1~0.3% の値を示した堆積物に関しては, 火山噴出物や有機物の存在により, 本来は淡水成の堆積物であってもイオウが多く生成される場合もあるため, 海水成~汽水成と淡水成との判定には用いていない。分析は, KM コア, KD コアの中部泥層中の各 6 点に対して, それぞれ約 1 g の試料を採取して行った。

IV. 沖積層の層相および層序の記載

内陸側の 5 本のコア (KM コア, KD コア, ND コア, TR コア, IW コア) は厚いシルト~粘土層を主体とするが, JS コアでは砂州の構成層が厚く堆積している (図 3)。沖積層の層序区分は, 海津 (1976), 村山 (1984) を

表 1 調査地域における放射性炭素年代値

コア	No.	標高 (m)	深度 (m)	試料(種名)	Lab. No.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	補正 ^{14}C yrsBP (1 σ)	暦年代 cal BP (1 σ)
KM	1	0.84	2.36	木片	IAAA-111452	-28.81	1470 $\pm$ 20	1380 - 1330
	2	0.56	2.64	木片	IAAA-111453	-27.15	1030 $\pm$ 20	960 - 930
	3	0.40	2.80	木片	IAAA-111454	-31.72	1930 $\pm$ 20	1900 - 1870
	4	0.21	2.99	木片	IAAA-111455	-30.03	1830 $\pm$ 20	1810 - 1730
	5	-2.51	5.71	木片	IAAA-111456	-32.42	2080 $\pm$ 20	2070 - 2000
	6	-3.00	6.20	木片	IAAA-1112325	-27.67	2260 $\pm$ 20	2340 - 2310
	7	-3.10	6.30	木片	IAAA-113282	-26.63	2800 $\pm$ 30	2930 - 2860
	8	-3.27	6.47	木片	IAAA-112327	-33.19	2280 $\pm$ 20	2350 - 2310
	9	-3.38	6.58	木片	IAAA-111457	-26.11	5530 $\pm$ 30	6320 - 6290
	10	-4.50	7.70	木片	IAAA-112326	-30.90	5840 $\pm$ 30	6700 - 6630
	11	-8.78	11.98	貝殻 (Cj)	IAAA-111458	-4.45	6110 $\pm$ 30	6550 - 6500
	12	-9.00	12.20	貝殻 (Cj)	IAAA-111460	-3.29	6080 $\pm$ 30	6590 - 6540
	13	-10.00	13.20	木片	IAAA-111459	-25.26	7020 $\pm$ 30	7880 - 7830
	14	-14.65	17.85	木片	IAAA-111462	-31.08	32060 $\pm$ 140	36710 - 36470
	15	-17.56	20.76	木片	IAAA-111462	-31.21	8120 $\pm$ 40	9090 - 9050
	16	-18.70	21.90	木片	IAAA-112328	-27.84	28410 $\pm$ 110	33100 - 32540
KD	17	0.75	3.45	木片	IAAA-111889	-29.06	160 $\pm$ 30	220 - 170
	18	-0.90	5.10	木片	IAAA-111890	-31.22	170 $\pm$ 20	220 - 170
	19	-4.66	8.86	木片	IAAA-111891	-29.37	4730 $\pm$ 30	5580 - 5530
	20	-7.36	11.56	木片	IAAA-111892	-30.46	7010 $\pm$ 40	7870 - 7820
	21	-8.56	12.76	木片	IAAA-111893	-30.20	7440 $\pm$ 30	8270 - 8200
	22	-9.60	13.80	木片	IAAA-111894	-31.23	7670 $\pm$ 30	8460 - 8410
ND	23	-5.40	6.90	木片	IAAA-123798	-27.97	730 $\pm$ 20	680 - 670
	24	-15.05	16.55	貝殻	?	0.02	6090 $\pm$ 30	6560 - 6460
	25	-24.10	25.60	貝殻 (Cj)	IAAA-123800	-6.00	8340 $\pm$ 30	8990 - 8870
TR	26	-4.15	4.65	貝殻 (Cj)	IAAA-81763	-7.05	797 $\pm$ 27	480 - 420
	27	-5.68	6.18	貝殻 (Cj)	IAAA-81764	-5.06	1513 $\pm$ 30	1120 - 1010
	28	-6.95	7.45	貝殻 (Cj)	IAAA-81765	-5.01	2713 $\pm$ 30	2450 - 2340
	29	-7.83	8.33	貝殻 (Cj)	IAAA-81766	-3.98	3468 $\pm$ 30	3390 - 3310
	30	-13.55	14.05	貝殻 (Gd)	Beta275275	-1.90	5940 $\pm$ 40	6390 - 6300
	31	-3.47	4.45	貝殻 (Cj)	IAAA-62145	-1.43	604 $\pm$ 32	300 - 230
IW	32	-5.62	6.60	貝殻 (Cj)	IAAA-62146	-5.28	689 $\pm$ 30	370 - 290
	33	-5.77	6.75	貝殻 (Cj)	IAAA-62147	-0.80	1000 $\pm$ 30	620 - 550
	34	-8.25	9.23	貝殻 (Cj)	IAAA-62148	-3.03	1512 $\pm$ 32	1120 - 1010
	35	-8.47	9.45	貝殻 (Cj)	IAAA-62742	-5.41	2766 $\pm$ 33	2580 - 2400
	36	-9.07	10.05	貝殻 (Cj)	IAAA-62744	-4.52	3129 $\pm$ 32	2950 - 2850
	37	-11.06	12.04	貝殻 (Cj)	IAAA-62743	-4.80	2807 $\pm$ 32	2620 - 2490
	38	-17.62	18.60	貝殻 (Cj)	IAAA-62745	0.48	6172 $\pm$ 38	6660 - 6550
	39	-23.21	24.19	貝殻 (Cj)	IAAA-62149	-4.50	8524 $\pm$ 45	9240 - 9090
	40	-37.62	38.60	木片	IAAA-62746	-30.37	9406 $\pm$ 52	10700 - 10580
	41	-55.72	56.70	木片	IAAA-62747	-26.84	12330 $\pm$ 53	14270 - 14080
	42	-56.07	57.05	木片	IAAA-62150	-22.02	12248 $\pm$ 58	14210 - 13970
	43	-15.75	18.45	貝殻	?	0.65	6221 $\pm$ 33	6720 - 6630
JS	44	-17.70	20.40	貝殻	?	-3.50	6420 $\pm$ 40	6960 - 6840
	45	-24.00	26.70	貝殻	?	-4.00	6220 $\pm$ 50	6730 - 6600
海津 (1976)	46	3.00	-	泥炭	N-2251	-26.41	5267 $\pm$ 145	6210 - 5910
	47	1.00	-	貝殻 (Cj ?)	N-2202	-3.56	7002 $\pm$ 115	7600 - 7400
	48	0.50	-	木片	Gak-5252	-26.41	2877 $\pm$ 85	3080 - 2920
	49	-0.80	-	泥炭	N-2203	-26.41	1317 $\pm$ 115	1330 - 1160
	50	-39.00	-	泥炭	Gak-222	-26.41	9027 $\pm$ 250	10440 - 9770
山野井・佐藤 (1984)	51	0.20	-	泥炭	Gak-10891	-26.41	3217 $\pm$ 110	3580 - 3340
	52	-0.50	-	木片	Gak-10890	-26.41	4177 $\pm$ 140	4460 - 4450
	53	-0.70	-	木片	Gak-10889	-26.41	5657 $\pm$ 170	6640 - 6290
市原ほか (1984)	54	0.00	-	泥炭	Gak8103	-26.41	5377 $\pm$ 150	6290 - 5950
	55	-0.15	-	泥炭	Gak8100	-26.41	5467 $\pm$ 230	6480 - 5990

Cj: *Corbicula japonica* (ヤマトシジミ)Gd: *Glossaulax didyma* (ソメタガイ)

TR, IW, JS コアの年代測定値はすべて小岩ほか (2014) を引用した。各ボーリング地点の標高は以下に記載する方法で求めた。KM, KD コアにおいては, Pro Mark3 (Ashtech 社製) を用いたスタティック測量により, ND コアは, 航空レーザー測量データ (東北地方整備局青森河川国道事務所所有) から求め, IW コア, TR コア, JS コアの標高については小岩ほか (2014) を引用した。既存研究の年代測定試料採取層準の標高については, 市原ほか (1984), 山野井・佐藤 (1984) が, 試料採取地点の地図を基に航空レーザー測量データ (東北地方整備局青森河川国道事務所所有) を用いて標高を読み取り求めた。海津 (1976) に関しては, 表中に記載されている標高を用いた (ただし, 標高の決定方法は示されていない)。

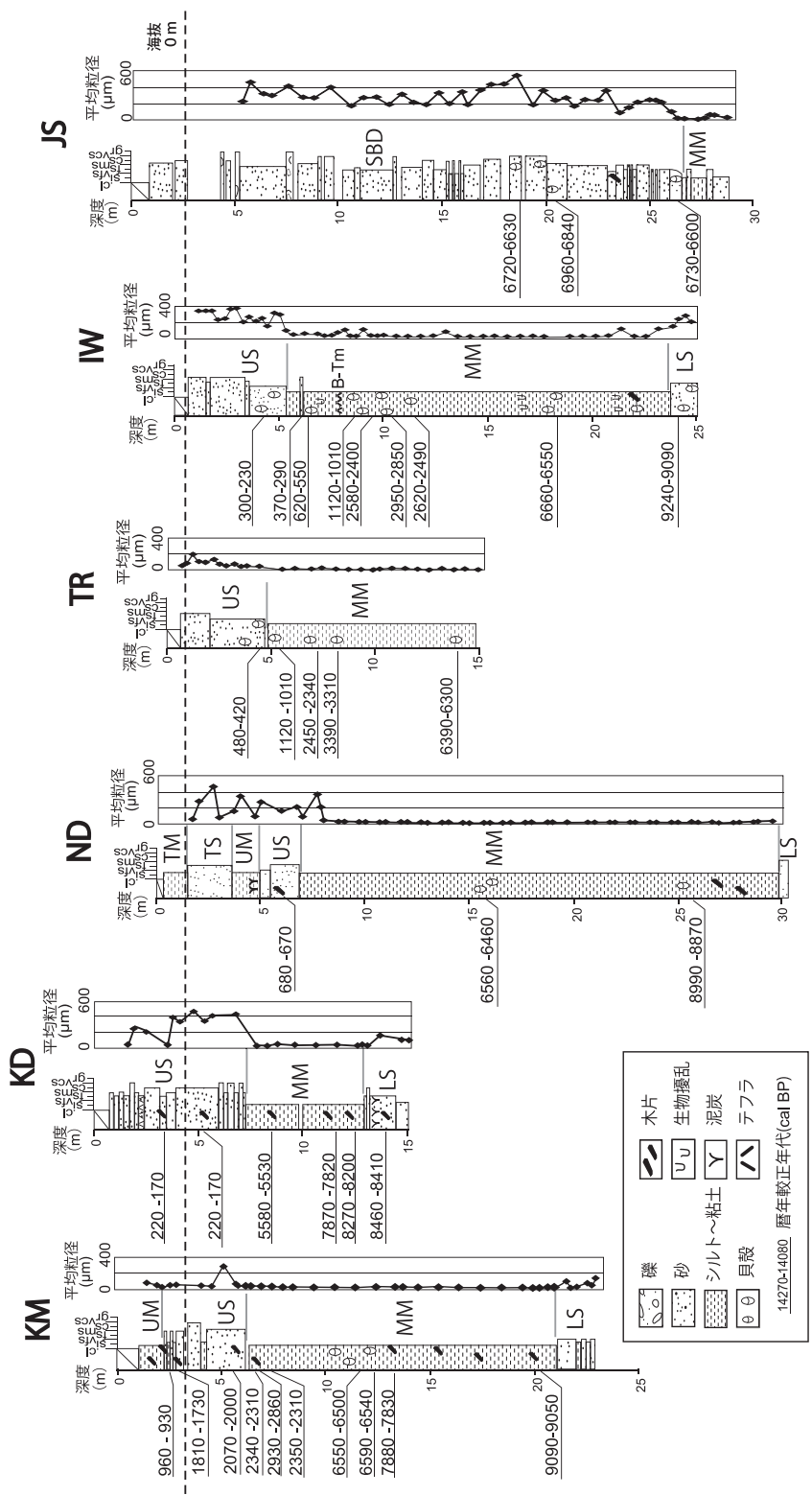


図 3 岩木川下流低地において採取されたボーリングコアの柱状図
TR コア, IW コア, JS コアにおける粒度分析結果は小岩ほか (2014) を引用した。

参考にし、小岩ほか(2014)と同様の区分を行った。津軽平野の沖積層は下位より、砂礫層からなる沖積層基底礫層(BG)、粗粒砂～細粒砂層と腐植物や木片を含むシルト層の互層である下部砂層(LS)、貝殻片を混入するシルト～粘土層からなる中部泥層(MM)、上方細粒化がみられ、デルタの前置層に相当する上部砂層(US)、木片などを含む有機質なシルト層を主とする上部泥層(UM)、中粒砂層からなる最上部砂層(TS)、シルト層からなる最上部泥層(TM)に大別される。

1. KM コア

本コアの層序は、下位からLS, MM, US, UMに区分される(図3)。LS(深度23.00～21.00m)は、細粒砂～中粒砂層とシルト層の互層からなる。深度21.83mでは、炭化した木片が集積する薄層が狭在し、その上位には上方細粒化を示す細粒砂層が重なる。MM(深度21.00～6.23m)はシルト～粘土層で構成され、深度13.35mを境に層相が異なっており、上部と下部に細分される。下部は、生物擾乱とラミナが発達するシルト層を主とし、深度20.76mの木片から9,090～9,050cal BPの較正年代が得られている。深度14.10～13.35mは、細粒砂～中粒砂の薄層が狭在するシルト層で、そこから採取された木片から7,880～7,830cal BP(深度13.20m)の年代が得られた。

上部の深度13.35～8.00mでは、ラミナや生物擾乱が確認されないシルト層で、深度12.20～11.00mには貝殻片を多く産出する。その較正年代は、6,590～6,540cal BP(深度12.20m)、6,550～6,500cal BP(深度11.98m)であった。深度6.50～6.23mは木片を多量に含むシルト層からなり、それらの木片から2,350～2,310cal BP(深度6.47m)、2,930～2,860cal BP(深度6.30m)、2,340～2,310cal BP(深度6.20m)の較正年代が得られた。このようにMMは、約9,000～2,300cal BPの間に堆積したことが示される。

US(深度6.00～2.30m)は、下部では軽石混じりの粗粒砂層で木片や炭化物を含み、上部では細粒砂層と粗粒砂層の互層がみられる。ここでは、2,070～2,000cal BP(木片：深度5.71m)、1,810～1,730cal BP(木片：深度2.99m)、960～930cal BP(木片：深度2.64m)の較正年代が得られており、USは約2,000～1,000cal BPに堆積したと推定される。

UM(深度2.30～1.28m)はシルト層からなり、河川の氾濫時に堆積した後背湿地堆積物と解釈できる。

2. KD コア

本コアの層序は、下位からLS, MM, USに区分され

る(図3)。LS(深度15.00～12.70m)は、細粒砂～粗粒砂からなり、深度14.80～14.40mでは最大径1cmの軽石が混在する。深度13.77～12.70mでは、砂層と有機物を含む砂層が互層をなしている。LS中からは8,460～8,410cal BP(木片：深度13.80m)の年代値が得られている。

MM(深度12.70～7.55m)はシルト混じりの粘土層で部分的に木片を挟むが貝殻片は産出せず、ラミナや生痕化石は確認できない。MM下部で8,270～8,200cal BP(木片：深度12.76m)、7,870～7,820cal BP(木片：深度11.56m)、上部では5,580～5,530cal BP(木片：深度8.86m)の較正年代が得られている。MMが堆積したのは約8,200～5,500cal BPまでの2,700年間であると判断される。

US(深度7.55～0.75m)は、淘汰の悪い細粒砂～粗粒砂で構成され、軽石も混じる。較正年代値は、2つの試料からいずれも220～170cal BP(木片：深度5.1m、深度3.45m)が得られている。

3. ND コア

本コアの層序は、下位よりLS, MM, US, UM, TS, TMに区分される(図3)。コア最下部にみられるLS(深度30.50～29.70m)は、軽石混じりの中粒砂層からなる。MM(深度29.70～7.80m)はシルト層で構成され、層厚は約22mである。下部で細粒砂が混じるものの、それ以外の層準は均質である。深度29.55m、28.80mに木片、25.60m、16.90m、16.55mでは貝殻片が確認できる。MMの下部では、8,990～8,870cal BP(貝殻片：深度25.60m)、中部で6,560～6,460cal BP(貝殻片：深度16.55m)の較正年代が得られた。

US(深度7.80～6.00m)は、シルト混じりの細粒砂層で構成され、直径2～5mmの軽石が混入し、全体として上方細粒化する。深度6.90mで採取した木片から680～670cal BPの年代値が得られた。

UM(深度6.00～4.70m)は有機質で腐植物を多く含み、深度6.00～5.90mでは木片が挟まる。TS(深度4.70～1.60m)はシルト混じりの細粒砂層からなり、TM(深度1.60～0.45m)はシルト層で構成される。

4. TR コア, IW コア, JS コア

TR コアは、層厚10mにおよぶMMとUSとに区分される(図3)。MMにおいて採取された貝殻片から得られた較正年代は、6,390～6,300cal BP(深度14.05m)、3,390～3,310cal BP(深度8.33m)、2,450～2,340cal BP(深度7.45m)、1,120～1,010cal BP(深度6.18m)の値を示す(小岩ほか, 2014)。

IW コアは下位から, LS, MM, US に区分される(図 3)。LS における年代値は 9,240~9,090 cal BP (貝殻片: 深度 24.19 m), MM は下部で 6,660~6,550 cal BP (貝殻片: 深度 18.60 m), 上部で 1,120~1,010 cal BP (貝殻片: 深度 9.23 m), 620~550 cal BP (貝殻片: 深度 6.75 m), 370~290 cal BP (貝殻片: 深度 6.60 m) が得られている(小岩ほか, 2014)。US (深度 5.20~1.55 m) は, 細粒砂~中粒砂層で構成され, 深度 4.5 m 前後にはヤマトシジミ (*Corbicula japonica*) が多産し, その較正年代は, 300~230 cal BP (深度 4.45 m) を示す。

JS コアは, 十三湖と日本海を隔てる砂州上に位置している(図 2)。本コアは深度 26.00 m を境として, 上位の粗粒砂~細礫で構成される砂礫層(SBD)と, 下位のシルト層(MM)に区分される。SBD の下部から得られた較正年代は約 7,000~6,500 cal BP の範囲にある。

V. 珪藻分析結果

各コアにおける分析結果をもとに珪藻ダイアグラムを作成し, 各層準を特徴づける珪藻種から珪藻帯を設定した。

1. KM コア

本コアでの珪藻帯は I~III 帯に分けられる(図 4)。I

帯(深度 20.60~12.50 m)では, 汽水生種が優占する。海水-汽水生種の *Melosira nummuloides* (汽水藻場指標種群) が 10~30%, 汽水-淡水生種の *Cyclotella atomus* が 10~60%, *Melosira varians* が 10~30% を占める。海水生種も 10~20% でみられ, *Skeletonema costatum* (内湾指標種群), *Cocconeis scutellum* (海水藻場指標種群) が確認される。以上から, 堆積場として汽水環境, ラグーン(潟湖)が推定される。

II 帯(深度 12.50~11.00 m)は, 海水生種が 30~50% と優占する。その中でも *S. costatum* が 30% 前後でみられ, *Thalassiosira* spp. (内湾指標種群) が 10% 産出する。また, I 帯で優占していた海水-汽水生種の *M. nummuloides* は引き続き 20~30% 産出する。II 帯は, 海水の流入量が増加し, 塩分が高まった可能性があり, 内湾環境が推定される。

III 帯(深度 11.00~5.70 m)は, 淡水生種の *Aulacoseira granulata* (淡水浮遊生種群) が多産し, その出現頻度により IIIa と IIIb 帯に区分される。IIIa 帯(深度 11.00~7.50 m)は淡水生種が 70~90% で優占し, 汽水生種は 5~30%, 海水生種も 5% 未満と産出は少ない。淡水生種の中で *A. granulata* が 40~85% と優占し, これに伴って *Aulacoseira ambigua* が 5~20% 産出する。以上

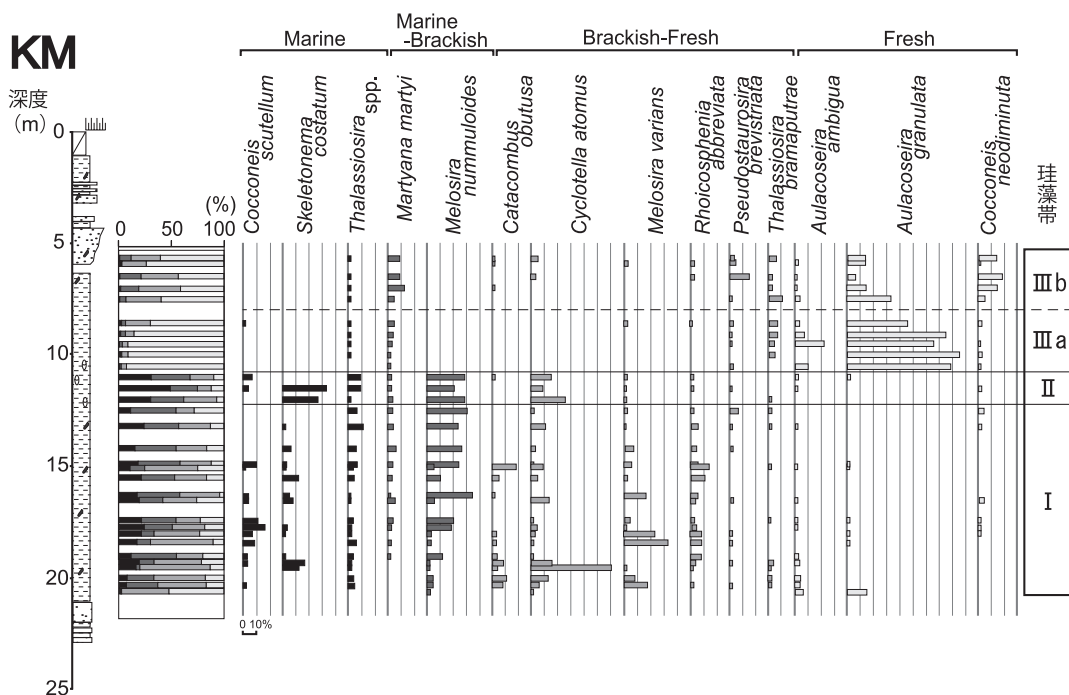


図 4 KM コアにおける珪藻ダイアグラム

よりⅢa帯は、Ⅱ帯の内湾環境から一転して、淡水湖沼環境へ変化したことを示す。しかし、海水生種の *Thalassiosira* spp. も 10%未満であるが産出するため、海水の流入もわずかにあったことが示唆される。Ⅲb帯(深度 7.50~5.70 m)では、淡水生種は 40~70%、汽水生種は 20~55%出現する。淡水生種の減少は、Ⅲa帯で多産した *A. granulata* が 7~15%と低下するためである。Ⅲb帯では汽水-淡水生種の *Thalassiosira bramaputrae*, *Pseudostaurosira brevistriata* が 10%前後で増加し、海水-汽水生種の *Martiana martyi* も 10%前後出現する。以上から、Ⅲb帯はⅢa帯より海水の影響が強い汽水環境であったと推定される。

2. KD コア

本コアでの珪藻帯も、KM コアと同様にⅠ~Ⅲ帯に分けられる(図5)。Ⅰ帯(深度 13.20~11.00 m)は、汽水生種が優占する。汽水-淡水生種の *C. atomus*, *P. brevistriata* が 10~30%, *Rhopalodia gibberula* が 10%前後産出する。海水-汽水生種の *M. nummuloides*, 海水生種の *Thalassiosira* spp., *S. costatum* も 10~35%出現することから、汽水環境が推定される。

Ⅱ帯(深度 11.00~10.10 m)では、海水-汽水生種の *M. nummuloides* が 20~60%と優占し、海水生種の *S. costatum* が 10~30%, *Thalassiosira* spp. が 5~20%と増加する。Ⅰ帯でも出現していた *C. atomus* は 15~35%産出する。このようにⅡ帯では、海水生種の割合が増加するため、高塩分の環境が推定される。

Ⅲ帯(深度 10.10~7.60 m)は、KM コアと同様に淡水生種の *A. granulata* の優占で特徴づけられ、優占種の出現率によってⅢa, Ⅲb帯に区分した。Ⅲa帯(深度 10.10~8.60 m)は、*A. granulata* が 45~80%と優占するが、深度 9.50~9.40 m では 10%前後まで減少し、代わって汽水-淡水生種の *C. atomus*, 海水生種の *Thalassiosira* spp., *Nitzschia granulata* が 5~20%出現する。これは基本的には淡水湖沼環境であったが、時折海水が流入するようなイベントがあったことを示唆する。

Ⅲb帯(8.60~7.60 m)では *A. granulata* の産出は 20~45%に減少し、他の淡水生種が数%増化する。また、海水生種の *Thalassiosira* spp. が 5%前後、海水-汽水生種の *M. martyi* が 10%前後と出現割合が増加す

KD

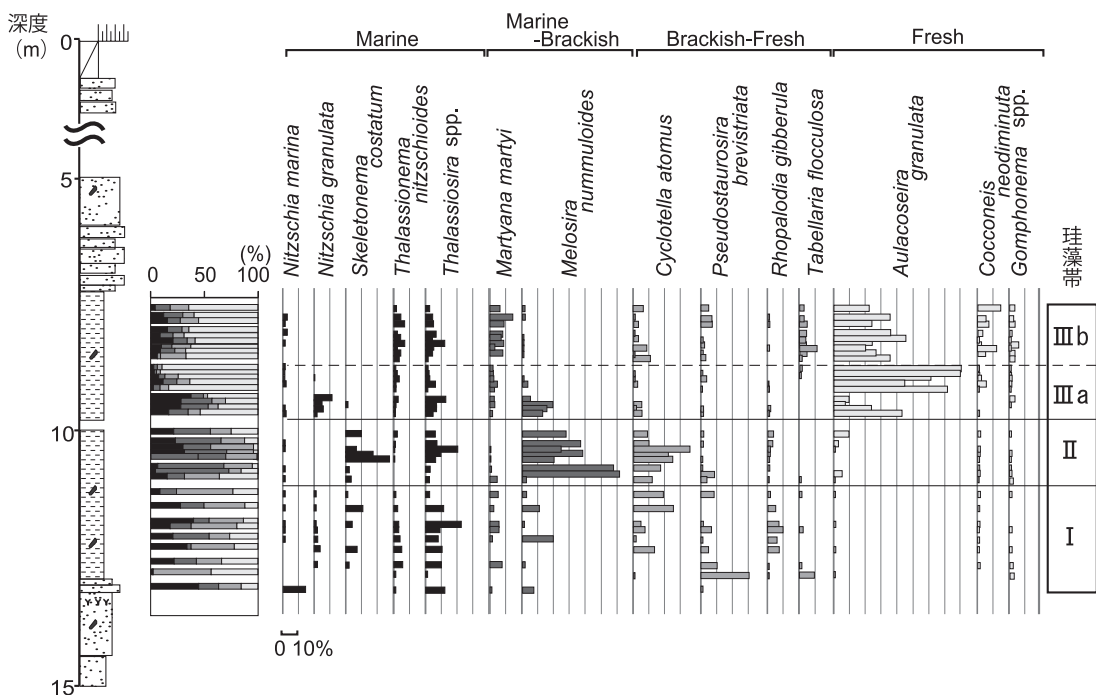


図 5 KD コアにおける珪藻ダイアグラム

る。Ⅲb 帯ではⅢa 帯より海水の影響を受けやすい環境に変化したことが推定される。

3. IW コア

このコアは、Ⅰ～Ⅳの珪藻帯に区別される(図6)。Ⅰ帯(深度22.90～20.40 m)では汽水生種が50～70%と優占し、汽水-淡水生種の *C. atomus* が30%、海水-汽水生種の *M. nummuloides* が10%前後産出する。海水生種は15～30%出現し、海水生種の *Chaetoceros* spp. や *Thalassiosira* spp. もそれぞれ10%程度産出する。以上から汽水環境が推定される。

Ⅱ帯(深度20.40～17.80 m)は海水生種が20～60%、汽水生種40～70%と優占する。優占種は海水生種の *S. costatum*, *Thalassiosira* spp., 汽水-淡水生種の *C. atomus*, 海水-汽水生種の *M. nummuloides* である。特に *S. costatum* の産出が10～40%増加しており、内湾環境が推定される。

Ⅲ帯(深度17.80～8.50 m)は淡水生種の *A. granulata* が優占するが、その増減によりⅢa, Ⅲb 帯に細分が可能である。Ⅲa 帯(深度17.80～10.60 m)では *A. granulata* が35～70%と優占し、それに伴って *A. ambigua* が10～25%出現し、*Aulacoseira* 属が圧倒的に優占する。しかし、深度15.70 m, 12.40 m においては *Aulacoseira* 属が激減する。本属は深度15.70 m で

は3%未満に減少し、代わって海水生種が65%、汽水生種が20%と多産するようになり、*S. costatum* (52%) が優占種になる。深度12.40 m でも *Aulacoseira* 属は2%未満に減少し、海水生種が35%、汽水生種が約50%と多産し、*Chaetoceros* spp., *Thalassiosira* spp., *C. atomus* が10～20%出現している。これはKD コアと同様に、一時的な海水準の上昇などにより海水が急激に流入するイベントがあったことが推定される。Ⅲb 帯(深度10.60～8.50 m)では、*A. granulata* が20～45%へ減少し、*C. neodiminuta* が10%前後産出し、出現する淡水生の珪藻種の数が増加する。その一方、海水-汽水生種の *M. martyi* が10%前後に増加し、全体に占める海水生種の比率も30～50%に増加している。

Ⅳ帯(深度8.50～5.36 m)では、*C. atomus* が5～40%、*M. varians* が15～30%と汽水生種が優占する。また、海水生種の *Thalassiosira* spp. が10%、*N. granulata* が5～20%、海水-汽水生種の *Martiana martyi* が5～20%出現する。*N. granulata* や *M. martyi* などの底生種の産出が増加していることから、干潟が形成されるような汽水環境が推定される。

4. JS コア

MM では汽水生種が優占し、*C. atomus* が30～45%、*M. nummuloides* が20%前後で出現する(図7)。また、

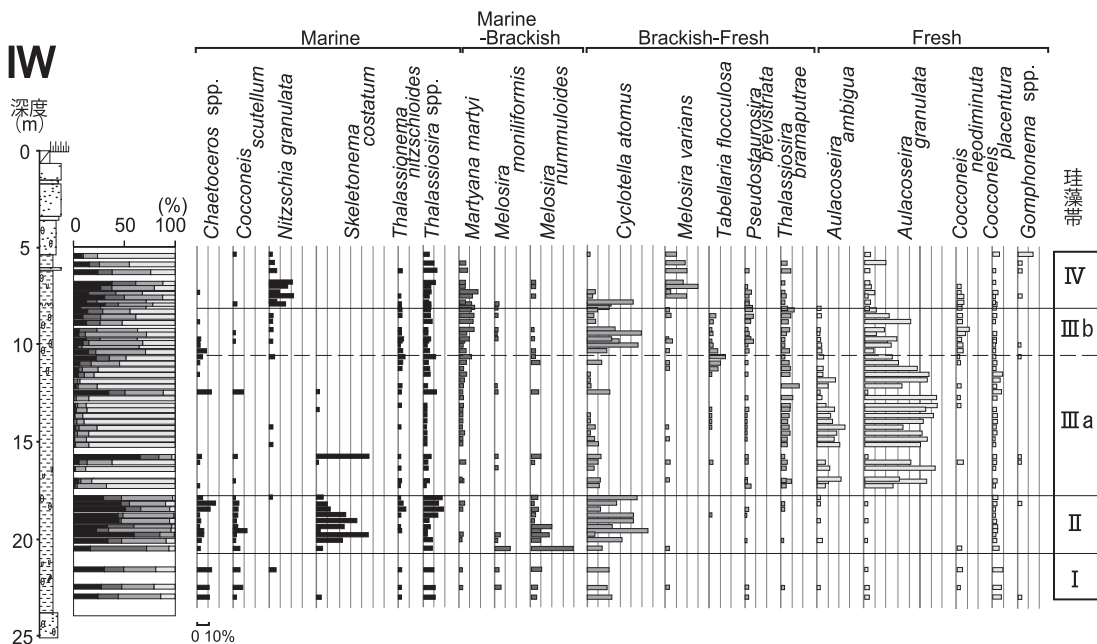


図6 IW コアにおける珪藻ダイアグラム

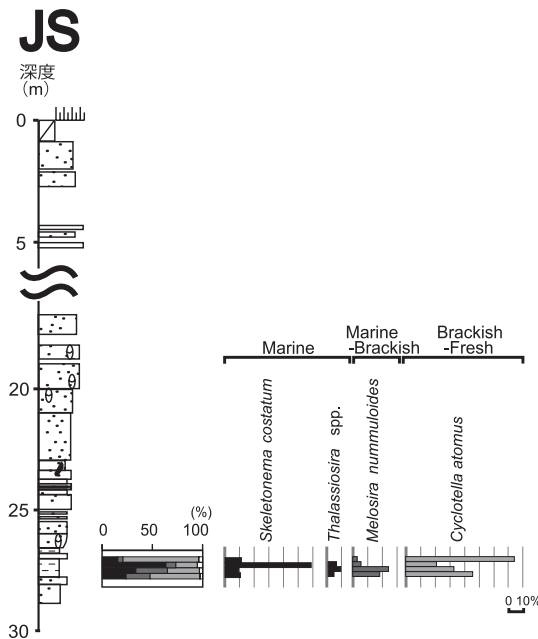


図 7 JS コアにおける珪藻ダイアグラム

海水生種の *S. costatum* が 55% と多産する層準もみられ、淡水生種はほとんど出現しない。JS コアの MM において確認される珪藻種は、KM コア、KD コア、IW コアの I 帯に相当していると考えられ、この地点では汽水環境にあり、潟湖が形成されていたと推定される。

VI. イオウ分析結果

KM コア、KD コアの MM および LS において総イオウ含有量を測定した(表 2)。KM コアでは、MM 下部～中部においては 0.38～1.78% の値が得られ海水～汽水成と判別できたが、MM 上部では 0.16～0.27% の値が得られ判断できなかった。KD コアでは、LS に相当する深度 14.30 m のシルト層において 0.05% と淡水成であることが示された。MM での値はすべて海水～汽水成と判別され、特に MM 下部の深度 12.40 m で 1.42% と高く、それ以外は、0.46～0.88% であった。

小岩ほか(2014)によると、IW、TR コアは MM 最上部付近と US を除きすべて海水～汽水成と判別されており、JS コアでは MM 最上部と SBD 最下部にかけて分析がなされ、いずれも 1.00% 以上の高い値が得られ、海水～汽水成の堆積物であると判断されている。以上より、岩木川下流低地の上流部と下流部でのイオウ分析結果は共通しており、MM 堆積時(MM 最上部は除く)の

表 2 イオウ分析結果

コア	層序	珪藻帯	深度 (m)	総イオウ 含有量 (%)	環境
KM	MM	IIIb	7.20	0.27	判定せず
	MM	IIIa	9.20	0.16	判定せず
	MM	IIIa	10.60	0.38	海水～汽水
	MM	II	12.00	1.78	海水～汽水
	MM	I	15.00	1.28	海水～汽水
	MM	I	18.40	0.64	海水～汽水
KD	MM	IIIa	8.60	0.46	海水～汽水
	MM	IIIa	9.70	0.51	海水～汽水
	MM	II	10.40	0.88	海水～汽水
	MM	I	11.40	0.82	海水～汽水
	MM	I	12.40	1.42	海水～汽水
	LS	-	14.30	0.05	淡水
TR	US	-	4.65	0.15	判定せず
	MM	-	6.18	0.44	海水～汽水
	MM	-	7.45	1.61	海水～汽水
	MM	-	8.70	0.78	海水～汽水
	MM	-	9.50	0.97	海水～汽水
	MM	-	10.05	1.33	海水～汽水
	MM	-	11.50	0.50	海水～汽水
	MM	-	13.75	1.68	海水～汽水
	MM	-	14.05	1.10	海水～汽水
	MM	-	14.05	1.10	海水～汽水
IW	MM	IV	6.35	0.07	淡水
	MM	IV	6.85	0.67	海水～汽水
	MM	IV	7.45	0.75	海水～汽水
	MM	IIIb	9.25	1.08	海水～汽水
	MM	IIIb	10.50	0.50	海水～汽水
	MM	IIIa	11.50	1.29	海水～汽水
	MM	IIIa	12.50	1.06	海水～汽水
	MM	IIIa	14.10	1.54	海水～汽水
	MM	IIIa	15.70	1.92	海水～汽水
	MM	IIIa	16.90	1.79	海水～汽水
	MM	IIIa	17.50	1.86	海水～汽水
	MM	II	18.40	0.81	海水～汽水
	MM	II	19.70	1.86	海水～汽水
	MM	I	20.50	1.86	海水～汽水
JS	MM	-	22.50	0.96	海水～汽水
	MM	-	23.50	0.25	判定せず
	MM	-	26.30	0.55	海水～汽水
	MM	-	27.30	1.15	海水～汽水
	MM	-	28.30	1.21	海水～汽水

TR コア、IW コア、JS コアの総イオウ含有量および環境については、小岩ほか(2014)を引用した。

湖底環境は海水～汽水であると判断される。

VII. 堆 積 速 度

各コアで得られた暦年較正年代をもとに堆積曲線を作成した(図 8)。作成方法は、増田(2000)を踏襲し、明らかに逆転する年代値を除き、それぞれの値を結んで描いた。

約 15,000～9,000 cal BP 頃に相当する LS の堆積速度は、IW コアと KM コアで確認でき、5～10 m/ka と大きい値を示す。本地域における最高海水準期を含む 8,000～7,000 cal BP 頃(MM の下部に相当)の堆積速度は、KD コア、IW コア、ND コアの下部で 2～5 m/ka

である。約 6,000 cal BP 以降 (MM 上部に相当) の堆積速度はすべてのコアにおいて約 1~2 m/ka を示す。MM は細粒な堆積物からなり、平均粒径は $30\mu\text{m}$ 以下である (図 3)。20~ $30\mu\text{m}$ よりも細粒な物質は浮流によって運搬されることから (例えば山口ほか, 2005), 5 本のコアの MM は、水域に運搬された土砂のうち細粒物質が浮流で運ばれて堆積したものであり、プロデルタ堆積物であると推定される。縄文海進以降に限定した場合には、当時形成されていた水域の細粒物質の堆積速度は地点ごとに大きな違いはなかったと判断される。

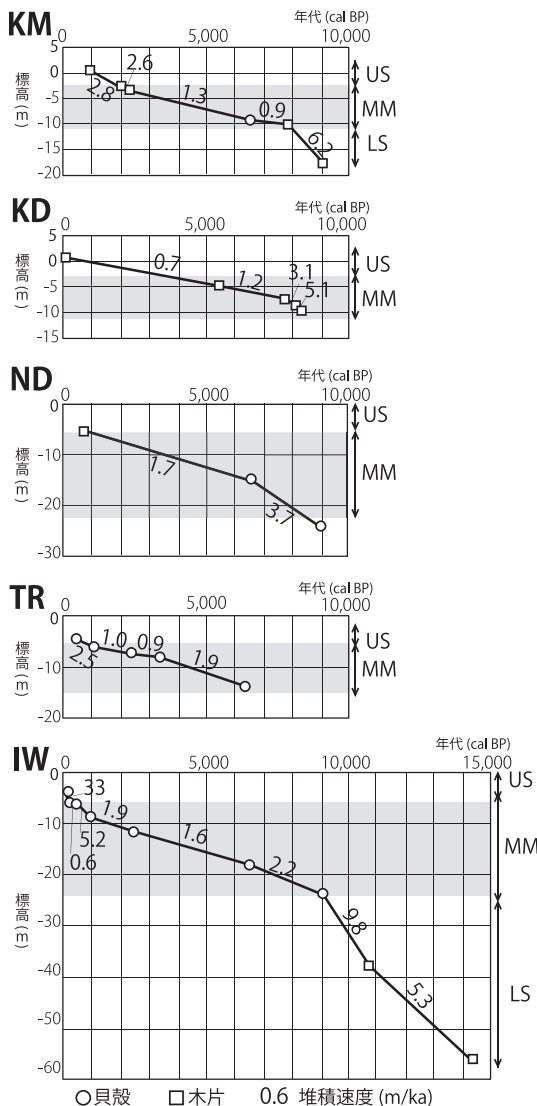


図 8 完新世における各コアの堆積曲線

VIII. 考 察

1. 相対的海水準変動の復元

日本の沿岸域における汽水湖の地形発達や環境変化は、海水準変動や湖水面変動に大きく影響を受けると考えられる (平井, 2006)。ここでは、珪藻分析とイオウ分析から復元した古環境変遷をさらに詳細に検討する。

図 9 は本調査地域における ^{14}C 年代測定データを整理して相対的海水準変動を復元したものである。測定試料が貝殻の場合は海面は試料採取位置より上位に、泥炭の場合は海面はそれより下に位置していたとした。木片については、それが含まれていた地層の珪藻分析結果から、海域または汽水域に堆積したと判断される場合、海面はそれより高い位置にあったと判断した。淡水の影響が強い時代に湖底に堆積した木片は当時の海面より下で堆積したものとした。このように判断した根拠は、十三湖では完新世中期以降にも海水の流入が見られるので、日本海と完全に切り離されることはなく、湖面は海水面とほぼ同高度であったと仮定した。なお、本稿で復元した相対的海水準変動曲線には地盤沈下の影響を考慮していない。また、岩木川下流低地の地下には南北性の向斜軸が推定されているが、低地周辺の MIS 5e の海成段丘面にはこれに対応する顕著な変形が見られず、少なくとも完新世中期以降には向斜構造を発達させるような地殻変動は小さいものと判断される (小岩ほか, 2014)。

復元された相対的海水準変動曲線から、津軽平野周辺では、少なくとも約 14,000 cal BP 頃から急激な海水準上昇があり、約 7,500 cal BP 頃には現海水準よりも上昇したと判断され、これが縄文海進の最高海水準を示している。その後、約 7,000 cal BP 以降の相対的な海水準低下が生じた。約 5,000~4,000 cal BP の ^{14}C 年代試料は乏しいが、この時期と約 3,000~2,000 cal BP は現海水準よりも若干低かったことが示唆される。約 1,000 cal BP 前後は直前の海水準低下期に比べて若干の上昇を読み取ることができる。

2. 十三湖の水深変化と地形発達過程

縄文海進最盛期以降に海水準の低下が認められるものの、その変動はおそらく現在の海水準から数 m の幅であるとされる (太田ほか, 1990)。本地域で復元された海水準変動曲線からも同様の傾向が読み取れる。本稿では、小岩ほか (2014) と同様に縄文海進最盛期以降、現在と大きく海水準が変化せず、十三湖の湖水位は海面とほぼ同じであったと仮定し、当時の湖底に堆積したボーリングコアの年代試料の標高から、各時代のその地点に

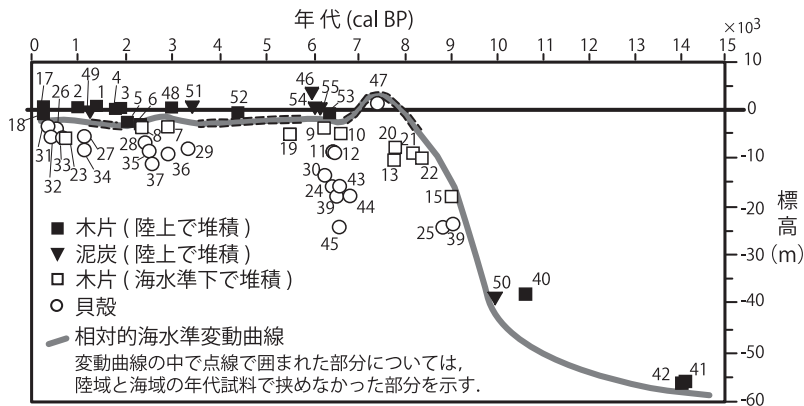


図 9 岩木川下流低地における完新世の相対的海水準変動曲線
 海津 (1976), 市原ほか (1984), 山野井・佐藤 (1984), 小岩ほか (2014) および
 本稿の年代測定試料より作成した。試料 No. は、表 1 に記載。

における十三湖のおおよその水深を求めた (図 10)。湖水深の正確な把握には、年代値が得られた時代の海水準を用いることが必要であるが、ここでは水深の変化傾向をとらえることが目的であり、本稿の手法でも十分に議論できると考える。

現在の十三湖の水深は最大約 2m であるが、縄文海進後の約 6,500 cal BP には最大約 18m の水深を有していたと考えられる。その後、徐々に水深が浅くなり約 2,000 cal BP の水深は 10m 未満になったと判断される。内陸側に位置する KD, KM 地点においては、IW 地点よりも水深は浅く、約 6,500 cal BP の湖水深は、約 9m (KM コア)、約 6m (KD コア) と推定される。

次に、津軽平野におけるデルタの発達過程を考察するため、各コア地点の US の基底高度および堆積開始年代、すなわち各地点におけるデルタフロント到達時期を推定した。IW コアでは、MM 最上部と US の較正年代に大きな時代間隙がなく、その年代である約 370 cal BP にデルタフロントが到達したと考えられる。KM コア、KD コアは、MM の堆積曲線の値を外挿してその年代を算出した。その結果、KM 地点では約 2,200 cal BP、KD 地点は約 4,600 cal BP にデルタフロントが到達したと推定される。また、デルタフロント堆積物が堆積した水深は、いずれの地点においても 3~4m と推定される。KM 地点 (山田川流域) と KD 地点 (岩木川流域) は現河口からの距離はほぼ同じであるが、KD 地点の方がデルタフロントの到達時期が早い。これは、KD 地点の方が岩木川からの土砂供給量が多い場所に当たっていたためと推定される (図 10)。

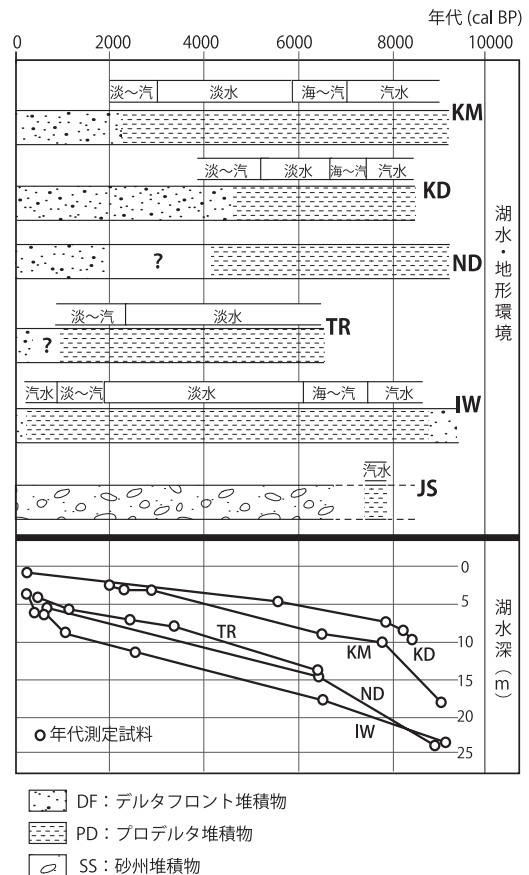


図 10 岩木川下流低地における完新世の地形環境変遷と湖水深の変化
 TR コアにおける湖水表層環境の復元には小岩ほか (2014) の珪藻分析結果を引用した。

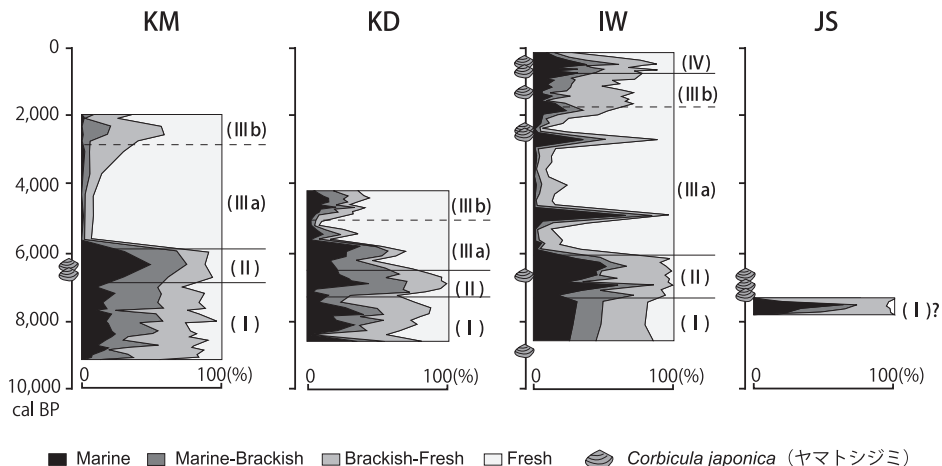


図 11 珪藻分析から復元される湖水環境の変遷

3. 津軽平野における古環境変遷の復元

上述の結果をもとに古環境の復元を行う(図 11)。各コアにおける珪藻帯の境界の年代は、それぞれの堆積速度から内挿し算出した(図 12)。

I 帯の年代は、約 9,000~7,000 cal BP にわたり、主に縄文海進ピークに至る海面上昇期にあたる。I 帯は海水が流入する汽水環境、具体的にはラグーン(潟湖)を示唆する。JS コアにおいて I 帯に相当すると考えられる MM は平均粒径が 30 μm 以下の細粒なプロデルタ堆積物であり、沿岸流や波浪のある環境で堆積することは想定しにくく、この汽水域は外洋から隔離されたラグーンであった可能性が高い。砂州は海退期だけでなく、海進に伴っても形成されることが報告されている(西川ほか, 1998; 松原, 2000 など)。JS コアを掘削した砂州も、おそらく後氷期の海面上昇に伴って形成されたものであろう。

II 帯は海水の影響を強く受ける環境を示しており、調査地域で高海水準期を迎えたことを示唆する。その時期は、最も下流側の IW コア地点で約 7,500~6,100 cal BP、上流側の KM 地点で 7,000~5,800 cal BP、KD 地点で 7,400~6,600 cal BP である(図 12)。

II 帯で卓越する *S. costatum*, *Chaetoceros* spp. は、殻の構造が弱いために地層保存がされにくい種である(鹿島, 2001)。しかし、今回分析したコア試料では保存状態が良好であった。その理由としては、波浪の影響を受けにくい静穏な内湾環境で堆積したことが推定される。

III 帯では淡水生浮遊性種の珪藻化石が急激に増加し、

本調査地域では高塩分の内湾環境から一転して、淡水の影響の大きい湖沼が形成されたと推定される。湖沼環境への変化が開始した時期は 6,000 cal BP 前後と考えられ、この年代は JS コア地点において砂州が形成され始めた年代と相応しており、砂州による閉塞が内湾から湖沼へと変化した原因と判断される(小岩ほか, 2014)。復元された相対的の海水準変動曲線からは、約 7,000~約 6,000 cal BP および約 3,000~約 2,000 cal BP に相対的な海水準低下が推定され(図 9)、このことも低地の淡水化に寄与したと考えられる。

小岩ほか(2014)は、IW コア、TR コアから淡水生の珪藻化石が優占する層準においても、高い総イオウ含有量を示すことを指摘し、その原因としてこの時代の十三湖は大きな水深を有し湖水が成層化していたことを推定した。珪藻化石とイオウ分析結果については同様の現象が IW コア、TR コア、そしてこれよりも上流に位置する KM コア、KD コアまで認められる(表 2)。この事実は、湖水の成層化が、当時の十三湖全域に広がっていたことを示唆する。

また、小岩ほか(2014)は、淡水環境が 5,000~2,000 cal BP の約 3,000 年間にわたって継続していたと推定している。しかし本研究では、KD コアと IW コアにおいて淡水生種の珪藻化石が優占する時期にも一時的に淡水生種が激減し、海水生種が増加することが認められた(図 5, 図 6, 図 11)。これは、相対的の海水準の上昇や、砂州の決壊などの海水の影響力が強まるイベントが発生し、塩分の高い環境が一時的に形成されたものと考えられる。

淡水化の開始時期はどの地点においても大きな違いは認められない (KD コア: 約 6,600 cal BP, KM コア:

コア	珪藻帯	境界深度 (m)	境界年代 (cal BP)	主要産出種	環境
KM	III b	5.70	2,000	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Cocconeis neodiminuta</i> <i>Martyana martyi</i>	淡～汽水域
	III a	7.50	3,000	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Aulacoseira ambigua</i>	淡水域
	II	11.00	5,800	<i>Skeletonema costatum</i> <i>Thalassiosira</i> spp. <i>Melosira nummuloides</i>	海～汽水域 (内湾)
	I	12.50	7,000	<i>Cyclotella atomus</i> <i>Melosira nummuloides</i> <i>Melosira varians</i> <i>Skeletonema costatum</i> <i>Cocconeis scutellum</i>	汽水域 (ラグーン)
		20.60	9,000		
KD	III b	7.60	3,800	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Cocconeis neodiminuta</i> <i>Martyana martyi</i>	淡～汽水域
	III a	8.60	5,200	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Melosira nummuloides</i> <i>Thalassiosira</i> spp.	淡水域 一時的な海水の影響あり
	II	10.10	6,600	<i>Melosira nummuloides</i> <i>Cyclotella atomus</i> <i>Skeletonema costatum</i>	海～汽水域 (内湾)
	I	11.00	7,400	<i>Pseudostaurastrum brevistriata</i> <i>Rhopalodia gibberula</i> <i>Cyclotella atomus</i> <i>Thalassiosira</i> spp.	汽水域 (ラグーン)
		13.20	8,400		
IW	IV	5.36	300	<i>Melosira varians</i> <i>Cyclotella atomus</i> <i>Aulacoseira granulata</i> <i>Thalassiosira</i> spp. <i>Nitzschia granulata</i> <i>Martyana martyi</i>	汽水域 (干潟)
	III b	8.50	900	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Martyana martyi</i>	淡～汽水域
	III a	10.60	1,800	<i>Aulacoseira granulata</i> <i>Aulacoseira ambigua</i> <i>Chaetoceros</i> spp. <i>Thalassiosira</i> spp. <i>Cyclotella atomus</i> <i>Skeletonema costatum</i> <i>Cyclotella atomus</i>	淡水域 一時的な海水の影響あり
	II	12.40	2,700		
		15.70	4,800		
		17.80	6,100	<i>Skeletonema costatum</i> <i>Chaetoceros</i> spp. <i>Thalassiosira</i> spp. <i>Cyclotella atomus</i> <i>Melosira nummuloides</i>	海～汽水域 (内湾)
	I	20.40	7,500	<i>Cyclotella atomus</i> <i>Melosira nummuloides</i>	汽水域 (ラグーン)
		22.90	8,600		
JS	I 帯?	27.10	6,500～	<i>Cyclotella atomus</i> <i>Melosira nummuloides</i> <i>Skeletonema costatum</i>	汽水域 (ラグーン)
		28.60	?		

図 12 各コアの珪藻分析から推定される古環境の変遷

約 5,800 cal BP, IW コア: 約 6,100 cal BP)。しかし、その終了時期は KD コアで約 5,200 cal BP と早く, KM コア (約 3,000 cal BP), IW コア (1,800 cal BP) では遅い。この原因は、デルタ発達と湖水深の変化にあると推定される。KD コア地点では、5,200 cal BP 頃には淡水化が終了したが、まだデルタフロントは到達していなかった。また、当時の湖水深は約 4 m 前後であったと推定される (図 10)。以上のことから、淡水化が終了した時期には、KD コア地点は水深が減少して河川水と海水の攪拌が生じやすくなり、それ以前の湖水の成層状態が解消され、汽水化が進行したと推定される。この環境変化は珪藻遺骸群集にも記録されている。淡水化した時期には浮遊性の珪藻が優占していたが、その後の汽水環境では底生珪藻 (*M. martyi*, *N. granulata*) の産出が増加する。これは湖水の成層化によって貧酸素状態であった湖底が、水深の減少により底生珪藻が生息できる程度に溶存酸素量が増えたことを示すと考えられる。この環境変化は、土砂供給量が多く水深減少が促進された岩木川河口部で他の地点よりも早く生じたと判断できる。

IX. おわりに

ボーリング試料の各種分析結果から、完新世における岩木川下流低地の古環境変遷について考察した。

珪藻分析結果より、岩木川河口部の IW 地点から内陸側に位置する KM 地点までの湖水環境変遷の傾向は共通していることが明らかにされた。

本地域では、縄文海進時に少なくとも岩木川下流低地上流側の KM 地点まで海域が広がり、この内湾全域における湖水環境は 7,500～7,000 cal BP 頃にピークを迎えたと推定される。6,000 cal BP 頃になると、十三湖では大きな水深を有していたために湖水の成層構造が発達し、表層には淡水が、下層には塩水が滞留する湖沼が形成される。しかし、淡水環境は長期にわたって安定していたわけではなく、海水が急激に流入するようなイベントが数回程度発生した可能性が高い。表層の淡水環境は、その後のデルタ前進に伴う埋積により湖沼の水深が減じて湖水の攪拌が生じやすくなったために解消され汽水環境へと変化した。淡水環境から汽水環境への変化が起きた時期は、河川からの土砂供給の度合い (デルタの前進速度) に応じて地点ごとに異なっていた。

謝辞 九州大学の鹿島 薫准教授、石川 智博士 (当時) をはじめとする地球惑星科学教室の皆様には、珪藻分析の手法についてご指導いただいた。八戸工業大学の

佐々木幹夫教授、東北地方整備局青森河川国道事務所には、現地調査およびボーリングに関する便宜をはかっていただいた。東北学院大学の松本秀明教授には、レーザー粒度分析の実施にご協力をいただき、山形大学の伊藤晶文准教授には、イオウ分析のご指導を賜った。また、査読をしていただいた南山大学の藤本 潔教授からは多くの有益なコメントを頂戴した。以上の方々に記して厚くお礼を申し上げます。

なお、本研究は河川生態学術研究会岩木川研究グループの支援により行われたものである。また、本研究には、弘前大学「冷温帯地域の遺跡資源の保存活用促進プロジェクト」の経費の一部を使用した。本論文は、日本地球惑星科学連合 2012 年大会、日本第四紀学会 2013 年大会において発表した内容に加筆修正したものである。

引用文献

- 安藤一男 (1990) 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, 42, 73-88.
- 平井幸弘 (2006) 霞ヶ浦の湖岸・沿岸帯における人為的要因による環境変化. 第四紀研究, 45, 333-345.
- 市原壽文・井関弘太郎・加藤芳朗・大西青二・金子浩昌・那須孝悌・山内 文・日浦 勇・宮武頼夫・長谷川康雄 (1984) 縄文後・晩期における低湿性遺跡の特殊性に関する研究. 文部省科学研究費特別研究「古文化財」総括班編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学—総括報告書—」: 657-672, 文部省.
- 石川 智・鈴木毅彦・中山俊雄・鹿島 薫 (2009) 東京都千代田区日比谷公園と江藤区新砂における珪藻化石による完新世の古環境復元. 地学雑誌, 118, 245-260.
- 鹿島 薫 (1986) 沖積層中の珪藻遺骸群集の推移と完新世の古環境変化. 地理学評論, 59, 383-403.
- 鹿島 薫 (1992) 沖積層から得られた珪藻化石カタログ-1- 北海道常呂平野. 九州大学教養部地学研究報告, no. 29, 1-36.
- 鹿島 薫 (2001) 日本各地の沿岸性汽水湖沼における完新世後半の塩分変動. LAGUNA (汽水域研究), 8, 1-14.
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五 (2006) 小林弘珪藻図鑑. 531 p, 内田老鶴圃.
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 122 p, 東京大学出版会.
- 小岩直人・葛西未央・伊藤晶文 (2014) 青森県十三湖における完新世の湖水成層化と地形環境. 第四紀研究, 53, 21-34.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.
- 増田富士雄 (2000) 堆積曲線から求める堆積年代と累積速度. 月刊地球, 22, 191-197.
- 松原彰子 (2000) 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73A, 409-434.
- 宮田佳樹・南 雅代・西本豊弘・松崎浩之・中村俊夫 (2010) 貝の炭素年代測定値が示す意味. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, XXI, 32-39.
- 村山 磐・松本秀明・宮城豊彦 (1984) 津軽平野の沖積層およびその周辺の地形. 東北学院大学東北文化研究所紀要, 16, 1-7.
- 西川 徹・伊藤 慎・杉本英也 (1998) 地層から読み取るバリエー島の発達過程. 地質学雑誌, 7, 477-494.
- 小野映介・片岡香子・海津正倫・里口保文 (2012) 十和田火山 AD915 噴火後のラハールが及ぼした津軽平野中部の堆積環境への影響. 第四紀研究, 51, 317-330.
- 小貫義男・三位秀夫・島田昱郎・竹内貞子・石田琢二・斉藤常正 (1963) 青森県津軽十三湖地域の沖積層. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 58, 1-36.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世海面変化に関する問題—1980~1988 における研究の展望. 第四紀研究, 29, 31-48.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51, 1111-1150.
- 佐藤裕司 (1995) イオウの分別化学抽出と珪藻分析による古環境解析—兵庫県気比低地のコア堆積物を例に一. 第四紀研究, 34, 101-106.
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介・海津正倫 (2011) 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変

- 化. 地理学評論, 84, 258-273.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R. (2012) CALIB radiocarbon calibration. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>, 2013年1月10日引用.
- 谷川晃一郎 (2009) 兵庫県円山川下流域における沖積層の層序・堆積環境と完新世の相対的海水準変動. 第四紀研究, 48, 225-270.
- 海津正倫 (1976) 津軽平野の沖積世における地形発達史. 地理学評論, 49, 714-735.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大森博雄・鎌滝孝信・杉山雄一 (2005) ボーリングコアの粒度組成と堆積速度からみた木曽川デルタの微地形と堆積過程. 第四紀研究, 44, 37-44.
- 山野井 徹・佐藤牧子 (1984) 亀ヶ岡遺跡の花粉分析—沢根 B-2 区を中心として—. 青森県立郷土館編「青森県立郷土館調査報告第 17 集, 考古-6: 亀ヶ岡石器時代遺跡」: 189-199.
- 安井 賢・藤田 剛・木村 廣・渡辺 勇・吉田真見子・卜部厚志 (2007) 越後平野北部の沿岸湖沼の珪藻化石群集と環境変遷史. 地球科学, 61, 49-62.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑. 666 p, 内田老鶴園.

Holocene geomorphological evolution in the downstream part of the Iwakigawa Lowland in northeastern Japan

Mio Kasai*^{1, a}, Naoto Koiwa*²

This paper describes the Holocene environmental change in the downstream part of the Iwakigawa Lowland based on the analyses of diatom assemblages, grain size, sulfur content, sedimentary facies, and AMS ¹⁴C ages of the sediment cores.

The result indicates that the study area had a formation of a brackish lake during the early stage of the Jomon transgression following the development of a high salinity water condition around 7,500-7,000 cal BP. Subsequently the area changed to a lake environment dominated by fresh surface water after 6,000 cal BP, because of the formation of sand spits protecting the lake from the Sea of Japan and a relative sea level fall. It is estimated that a stratified lake condition

was dominant during the period. The water area and depth of the lake decreased due to the growth of a bay head delta after 3,000 cal BP. After this period, the studied area changed to a brackish lagoon condition such as in seen in the present-day Lake Jusanko. It is inferred that the shallow lake topography led to the condition under which freshwater and seawater easily mixed together. Although these environmental changes of the lake had occurred simultaneously in the study area submerged by the Jomon transgression, the period of change from a fresh water to a lagoonal environment varied among sites depending on the differences in sediment supply from each river.

Keywords : Holocene, lagoon, diatom analysis, paleo-environment, delta

*1 Graduate School of Regional and Cultural Study, Hirosaki University. 1 Bunkyo-cho, Hirosaki, Aomori, 036-8560, Japan.

*2 Faculty of Education, Hirosaki University. 1 Bunkyo-cho, Hirosaki, Aomori, 036-8560, Japan.

*a Corresponding author : soumi.ho22@gmail.com