

公益財団法人国土地理協会 第16回学術研究助成

モンゴルの湖沼堆積物から読み解くアジア中緯度域の
気候変動と太陽活動変動との関わりと文明の盛衰

研究代表者 勝田 長貴 岐阜大学教育学部

共同研究者 長谷川 精 高知大学理工学部

共同研究者 Niiden Ichinnorov

モンゴル古生物地質研究所

共同研究者 國分（齋藤）陽子

日本原子力研究開発機構

東濃地科学センター

1. はじめに

大気観測が本格的に始まった 1950 年代以降、大気中の温室効果ガス濃度は上昇し続けているが、世界の年間平均気温は 21 世紀に入ってその上昇速度は減少した（地球温暖化の停滞）（Kosaka and Xie, 2013; England et al. 2014）。これを機に、人為的に大気中に排出される温室効果ガスだけでは地球温暖化を説明することが困難となり、数十年規模で生じる自然変動への関心が高まった。その原因については、(1)火山噴火活動、(2)太陽黒点 11 年周期による地球上への太陽放射量の変化、(3)太平洋や大西洋における海面付近から海洋深層への熱運搬量の数十年規模変動、などの可能性が指摘され、そうした外力による気候システム応答感度やメカニズムの検討が海洋陸上観測と GCM 気候モデリングの両面で精力的に進められている（例えば、Lean and Rind, 2008; Mann et al. 2009,）。それらの結果によると、対流圏中緯度域の気温変化と太陽活動との強い相関性をもつユーラシア中緯度域では、極域や赤道域に比べて数十年規模の太陽活動と海洋循環の変動によって顕著な気温と降水量の変化が生じることが予測されてきている（Chiodo et al., 2016）。しかし、その仮説を検証しうる中緯度域の古気候変動記録は、まだ十分に整備検討されていない。

我々は、モンゴルの湖沼堆積物記録を対象とし、過去数百年～数千年間にわたるアジア中緯度域の

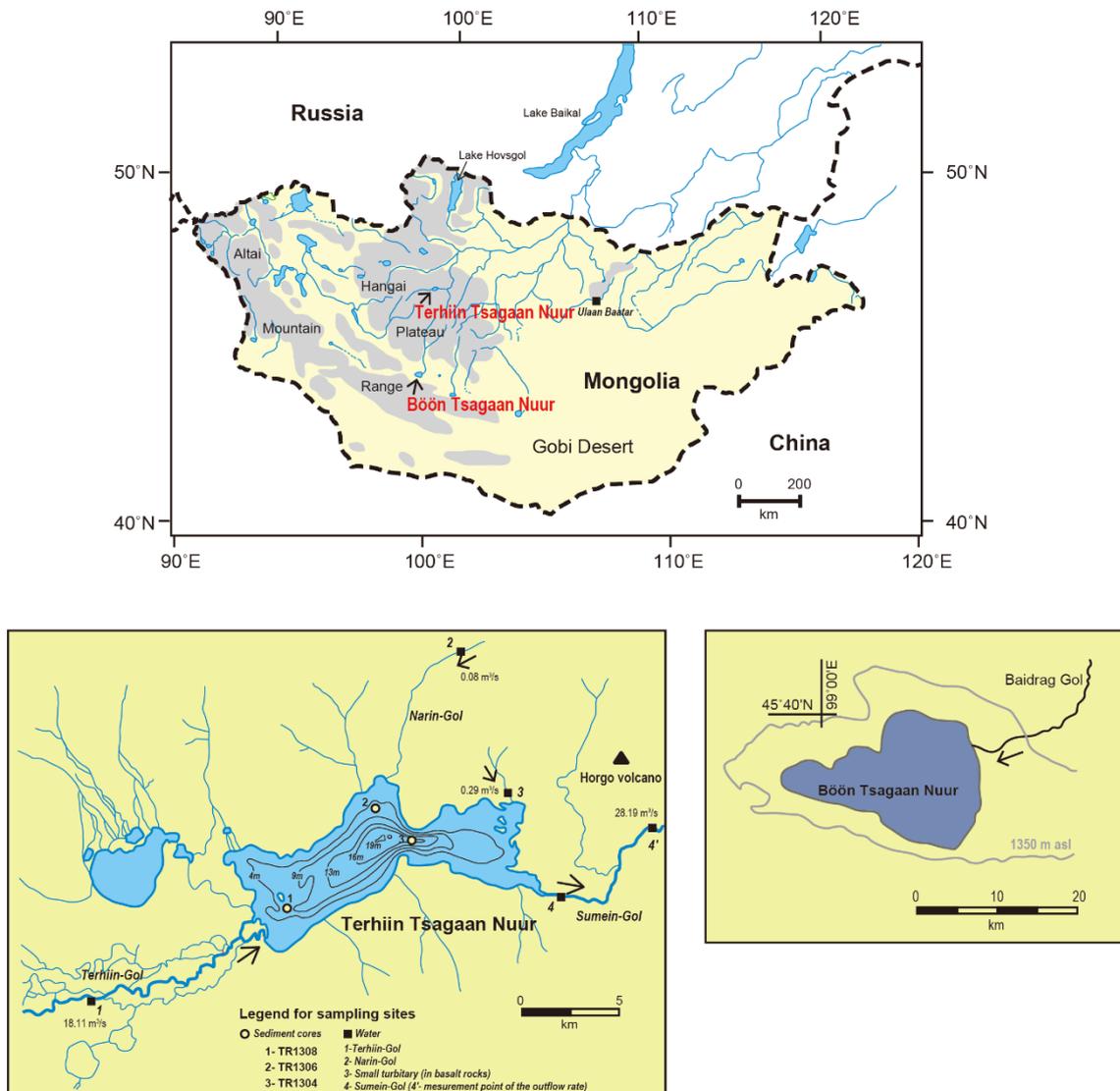


図 1. モンゴル西部のテルヒンツァーガン湖とブンツァーガン湖

陸域気候変動の復元を試みてきた (Murakami et al. 2010, 2012)。その予察的な結果から、アジア中緯度の気温や降水量が、太陽活動変動と相関して変動していた可能性が明らかになってきた (十年規模気候変動を含む)。そこで本研究では、太陽活動の変動が中緯度の大気循環を変化させて地球の気候変動に影響するという仮説を、モンゴルの湖沼記録から実証的に検討することを目的とする。また、過去数百年間における気候変動は、古代文明の盛衰にも大きく影響を及ぼした可能性が指摘されている (Büntgen et al. 2016)。そこで本研究では、モンゴルの湖沼記録から復元した古気候変動と、古代文明の繁栄・衰退との関連性を検討する。

2. 調査地域と現地調査

2-1. モンゴル北西部テルヒンツァーガン湖

モンゴル北西部・テルヒンツァーガン湖は約 7000 年前の Horgo 火山 (湖北東) の噴火で生じた溶岩堰止湖である (Sevastyanov et al. 1989)。湖の面積は 61 km²、東西約 16 km、南北の最大幅 4.5 km、平均水深 6 m (最大水深 19.7 m) の淡水湖である (図 1)。テルヒンツァーガン湖の流入河川のうち、テルヒン川、ナリン川、バサルトが主要 3 河川であり、流出河川はソマン川のみである。最大の流入河川はテルヒン川である。これらの流入河川と流出河川において、水質調査と水試料の採取を 2013 年 9 月に行い、これらの試料分析を行った (Fukushi et al. 2015)。

一方、同調査において、テルヒンツァーガン湖の 8 地点においてはグラビティコアが掘削された。このうち本研究では、湖中央部・水深 19.7 m の TR1304 (48°09'59"N, 99°43'42"E)、湖北部ナリン川デルタ・水深 8.3 m の TR1306 (48°11'08"N, 99°42'01"E)、湖南西部テルヒン川デルタ・水深 7.2 m の TR1308 (48°07'54"N 99°38'04"E) を用いた。この 3 本のコアは 0.5 cm 毎に分取され、TR1304 は 134 試料 (66.6 cm)、TR1306 は 142 試料 (71.0 cm)、TR1308 は 113 試料 (56.5 cm) となった。本研究では、生物起源シリカ・鉍物粒子径、バルク密度分析、²¹⁰Pb-¹³⁷Cs 年代法を行った。また、TR1304 では 8 試料、TR1306 では 6 試料の放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定を行った。

2-2. ゴビ砂漠西部ブツァーガン湖、オルゴイ湖およびオログ湖

ゴビ砂漠西部・ブツァーガン湖 (標高 1315 m) はハンガイ高原とアルタイ山の谷に位置する塩湖である。湖の面積は 252 km²、平均水深 9.3 m (最大水深 16 m) であり、流入河川はバイドラク川のみである (図 1)。ブツァーガン湖では 2014 年 8 月に水質調査ならびに 2 地点でグラビティコアにより掘削した。このうち本研究では水分析とともに、湖中央部 (水深 10.0 m) の BTS02 (45°36'19.5"N, 99°12'28.9"E) を分析した。コア全長は 28.5 cm として確保されており、それを 0.5 cm 毎 (57 試料) に分取された。本研究では、採取した堆積物試料を凍結乾燥し、生物起源シリカ・鉍物粒子径、²¹⁰Pb-¹³⁷Cs 年代などの測定を行った。

一方、オルゴイ湖及びオログ湖は、ブツァーガン湖と同様の塩湖である。オルゴイ湖 (標高 2040 m) は最大水深 1 m、オログ湖 (標高 1315 m) は最大水深 1.5 m の湖沼である。2017 年 1 月に全長約 60 m のボーリングコア掘削を実施し (図 2)、コア全体の組成変化を把握するために非破壊蛍光 X 線連続測定を行った。



図 2. モンゴル・ゴビ砂漠西部のオログ湖でのボーリング掘削 (2017 年 1 月)

3. 分析方法

3-1. 水質測定及び採水

現地での水質調査では、水温、pH、酸化還元電位(Eh)、導電率(EC)、溶存酸素(DO)、アルカリ度、流量の測定を行った。水温は、各種ハンディメータに搭載される水温計で測定された。pHは、測定に際してpH 4, 7, 9の標準緩衝剤によって校正した、HORIBA製D-55S pHメータを用いて測定した。酸化還元電位(Eh)はHORIBA製9300-10D Ehメータ、導電率(EC)はYOKOGAWA製SC8221-J導電率計、溶存酸素(DO)はHORIBA製9551-20D DOメータを用いて、それぞれ測定を行った。アルカリ度測定は、0.05(mol/L)のH₂SO₄標準溶液を用いて中和滴定法で求めた。流量については、ウキ流し法で行った。

観測地点毎に、陽イオン定量分析用、陰イオン定量分析用の水試料の採水を行った。ポリプロピレン(PP)製の50(mL)角瓶にて、0.45(μm)フィルタでろ過して採水を行い、陽イオン用試料については、pH<1以下になるように硝酸を加えた。採取した試料は測定まで冷蔵保存した。水の陽イオン濃度は誘導結合プラズマ分析計ICP-AES (HORIBA Ultima 2, 岐阜大学既設)、陰イオンはイオンクロマトグラフィー (DIONEX ICS-1100, 岐阜大学既設) でそれぞれ決定した。

3-2. 放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定

¹⁴C年代の測定は、ペレトロン年代測定装置(東濃地科学センター既設)が用いられた。測定に先立ち、試料の前処理は岐阜大学で、グラファイト作製作業は東濃地科学センター・ガラスラインを用いて行われた。まず、63 μmメッシュのふるいによって、堆積物試料(1.0 g)中の粗粒堆積物を除去したのち、1.2 M塩酸により堆積物中の炭酸塩鉱物を完全に除去する。その試料を、真空引きしたガラスラインにて酸化銅(1.0 g)とともに加熱させ、二酸化炭素(CO₂)ガスを生成させ、液体窒素による固化と加熱による気化を3回繰り返し、高純度のCO₂ガスを生成する。最後に、CO₂ガスを還元用石英ガラス管に捕集し、水素ガスを入れ、640 °Cの電気炉で加熱(10分)することでグラファイトを生成した。

3-3. ²¹⁰Pb-¹³⁷Cs年代法

堆積物コア表層の年代は²¹⁰Pb-¹³⁷Cs年代法で決定された。前処理方法として次の作業が行われた。メノウ乳鉢で粉碎混合した試料(0.5~1.0 g)を酸素不透過性PP袋(3.5 cm × 5.0 cm)もしくはPP容器(直径4.0 cm)に入れて封入した。PP容器に封入の際には、高さ2.0 mmになるようにスペーサーで調整し、ボンドによりスペーサーを固定封入する。作製した試料は、測定までに1ヶ月以上放置した。これを金沢大学日本海環境研究センター・低レベル放射能実験施設のGe半導体検出器を用いて²¹⁰Pbと¹³⁷Csの定量分析が行われた。

3-4. 粒度分析と生物起源シリカ濃度測定

堆積物中の鉱物粒子を抽出するために、50 mgを秤量した乾燥堆積物試料を、過酸化水素(H₂O₂)、塩酸(HCl)、炭酸ナトリウム(Na₂CO₃)の順に逐次処理を行った。その際に、H₂O₂処理では有機物量、HCl処理は炭酸塩量、Na₂CO₃処理の溶液試料からは生物起源シリカ含有量をそれぞれ求めることができる。

鉱物粒子径は、レーザー回折散乱式粒子径分布測定装置Partca LA-950V2(堀場製作所、東濃地科学センター既設)を用いて求められた。粒度測定に先立ち、酸・アルカリ処理して作成した残渣試料(鉱物粒子)の入ったスピッツ管に、0.2%ヘキサメタリン酸ナトリウム(Na₆O₁₈P₆)溶液(約1 mL)

を加え、3~5 分間超音波で残渣試料を砕き、懸濁させる。これを装置に入れて測定を行った。本研究では測定結果をファルスケールで示す。ファルスケールとは、次式のように粒子径の中央値を対数尺度で表現したものである (Krumbein 1934) :

$$\phi = -\log_2 D \dots (1)$$

ここでの D は粒子径 (mm) を表す。この式で変換された ϕ は粗粒であるほど値が小さく、細粒であるほど値は大きくなることを意味する。

一方、生物起源シリカ濃度は、ICP-AES を用いて決定した。標準試薬は、1000 ppm ケイ素標準液 (原子吸光分析用、和光純薬) を使用し、検量線法によって溶液中の Si の定量が行われた。

3-5. 全有機炭素 (total organic carbon) ・全窒素 (total nitrogen)

堆積物中の TOC と TN は、有機微量元素分析装置 (マイクロコーダー JM10、ジェイ・サイエンス・ラボ製、岐阜大学既設) を用いて定量した。分析に先立ち、乾燥試料 100 mg を精秤し、6 N 塩酸 20 mL を用いて 65°C のホットプレート上で 2 時間加熱することで、堆積物中の炭酸塩を完全に除去した。その後、85 °C に設定した乾燥機で完全に乾燥させ、これを測定試料とした。

3-6. 全分解 (ウラン濃度抽出)

堆積物中のウラン濃度は、誘導結合プラズマ質量分析装置 ICP-MS を用いて求めた。分析に先立ち、乾燥試料をメノウ乳鉢で粉碎混合し、乾燥試料 50 mg を精秤した。その試料を 46% フッ化水素、61% 硝酸、30% 過酸化水素の混酸とテフロン容器内で混合し、180 °C のホットプレート上で一晩加熱し、その後、蒸発・乾固する。再度、同様の処理を行い、蒸発・乾固させた試料を硝酸 (3 ml) で溶解させ、超純水で約 20ml に希釈し、これを測定試料とし、溶液中のウラン濃度を ICP-MS で定量した。

3-7. Itrax-XRF コアスキャナー

2017 年 1 月にボーリング掘削したコアについて、高知大学海洋コア総合研究センターに既設される、Itrax-XRF コアスキャナーによって連続分析を行った。この装置は、半割した堆積物コア断面を非破壊蛍光 X 線分析するもので、約 0.4 mm の空間分解能の測定条件で元素プロファイルの取得を行った。

3-8. 時系列解析

復元した堆積記録の時系列中の周期性を明らかにするために、ソフトウェア kSpectra を用いて周期解析を行った。解析に先立ち、フリーソフトウェア AnalySeries 2.0.8 を用いて、不等間隔の時系列を等間隔の時系列に変換した。

4. 結果

4-1. 水質

テルヒンツァーガン湖 (表 1) はカルシウムイオン濃度が約 17(mg/L) であるものの、他の成分は 10 ppm 以下と典型的な淡水性成分を示す。また、湖水とテルヒン川は類似の化学成分を示すこと、テルヒン川は他の流入河川に比べて流量が多いこと、からテルヒンツァーガン湖の水質はテルヒン川の水質と流量に依存すると考えられる。

ブンツァーガン湖の湖水と流入河川のバイトラック川 (表 2) では顕著な化学成分の差が見られた。特に、マグネシウムイオン、ナトリウムイオン、カリウムイオン、塩化物イオン、硫酸イオンの各濃

表 1. テルヒンツァーガン湖周辺の水質結果 (Fukushi et al. 2015)

テルヒンツァーガン湖	Sampling depth (m)	水温 (°C)	EC (mS/cm)	pH	DO (mg/L)	ORP (mV)	Flow rate (L/sec)	Flow ratio										
	0	13.2	14.81	8.33	3.48	114												
	10	13.9	15.24	8.36	7.41	212												
	20	13.2	15.53	7.55	3.48	107												
1-テルヒン川		14.00	13.91	8.24	7.84	133.00	18108.72	64.24										
2-ナリンゴル上流		10.20	4.62	8.03	8.52	114.00	79.80	0.28										
3-バサルト川		4.80	6.63	7.13	7.25	104.00	292.50	1.04										
4-ソマン川 (流出河川)		16.00	14.52	8.79	7.66	28.00	28188.00											
		Fe (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mn (mg/L)	Al (mg/L)	Sr (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Br- (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	Alkalinity (mM)			
テルヒンツァーガン湖	0	0.32	17.19	3.98	3.99	1.04	0.01	0.00	0.09	0.25	1.40	0.08	0.00	0.00	0.8			
	10	0.32	17.43	4.02	3.93	1.02	0.01	0.00	0.09	0.25	1.40	0.08	0.25	0.00	1.3			
	20	0.34	16.80	3.97	3.92	1.07	0.38	0.00	0.09	0.25	1.39	0.09	0.45	0.39	1.3			
1-テルヒン川		0.32	5.16	0.83	1.91	0.44	0.01	0.02	0.03	0.07	0.41	0.00	1.69	0.00	0.16			
2-ナリンゴル上流		0.34	6.17	0.99	1.92	0.50	0.01	0.03	0.03	0.08	0.40	0.08	1.01	0.00	0.39			
3-バサルト川		0.34	13.04	3.06	3.40	0.75	0.01	0.00	0.06	0.26	1.03	0.08	0.68	0.00	1.15			
4-ソマン川 (流出河川)		0.32	17.14	4.12	4.03	1.15	0.01	0.00	0.09	0.25	1.43	0.09	0.27	0.00	1.2			

表 2. ブンツァーガン湖周辺の水質結果

ブンツァーガン湖	Sampling depth (m)	水温 (°C)	EC (mS/cm)	pH	DO (mg/L)	ORP (mV)	Flow rate (L/sec)										
	0	20.2	9.97	9.21	7.89	175											
	5	19.6	10.00	9.21	6.75	162											
	10	19.3	9.95	9.20	4.00	141											
バイトラック川		13.8	0.302	8.3	7.72	190	14631										
		Fe (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mn (mg/L)	Al (mg/L)	Sr (mg/L)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	Br- (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	Alkalinity (mM)		
ブンツァーガン湖	0	-	23.65	255.43	1448.25	101.15	0.00	0.01	2.48	3.76	1652.72	4.95	0.35	2247.09	3.1		
	5	-	24.27	256.90	1580.13	104.52	0.00	0.06	2.47	3.79	1643.46	4.95	0.22	2251.43	9.0		
	10	-	24.01	256.09	1479.49	102.09	0.03	0.08	2.46	3.76	1628.55	4.87	0.23	2215.30	9.0		
バイトラック川		0.02	26.72	8.18	8.22	1.75	0.00	0.03	0.18	0.36	4.12	-	1.31	25.25	1.4		

度は、湖水は流入河川に比べて 100 倍~400 倍ほど高い値を示す塩湖特有の化学成分を持つことが明らかとなった。その一方で、カルシウムイオンについては、湖水と流入河川水はほぼ同じ値を示すこと、アルカリ度は淡水のテルヒンツァーガン湖に比べて約 9 倍と高いこと、からブンツァーガン湖の湖水は炭酸カルシウム (CaCO₃) に過飽和であることが明らかとなった。

4-2. 堆積年代

図 3 に、テルヒンツァーガン湖 TR コアの土壌 TOC による ¹⁴C 年代測定結果を示す。校正年代値は IntCal13 データベース (Reimer et al. 2013) をもとに OxCal Version 4.2 校正プログラム (Ramsey 2009) を用いて ¹⁴C 年代値から変換したものである。この値には幅が存在するため、この幅のメディアン値を用いて校正年代値とした。またその値を一点間隔で直線を引くことにより各コアの堆積年代モデルを求めた。TR1304 の年代グラフでは逆転層 (13 と 16 cm) の試料となったが、

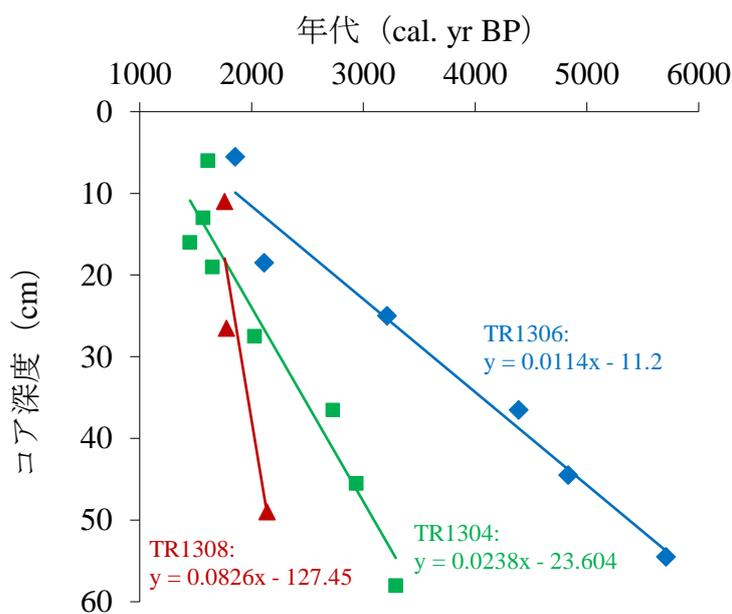


図 3. テルヒンツァーガン湖湖底堆積物の放射性炭素年代

この部分の年代については年代値の平均を用いて堆積年代を確定することにより解決した。これにより TR1304 が過去 2200 年、TR1306 は過去 5500 年、TR1308 は過去 500 年の堆積記録であることが明らかとなった。

^{210}Pb - ^{137}Cs 年代測定結果は、TR1304 の深度 2.0~3.0 cm と TR1306 の深度 1.5 cm で CIC モデルに基づく ^{210}Pb 年代が約 AD1963 年となり、 ^{137}Cs ピークもこの深さで確認することができた。これら表層堆積層の年代を用いて、コア最表層部の年代を求めた結果、TR1304 が AD2000 年、TR1306 が AD1993 年と見積もられた。TR1304 は 0.5 cm で約 20 年、TR1306 は 0.5 cm で約 40 年であることから、コア最表層の堆積物はほとんど欠損がないものと見なすことができる。

図 4 に、ブンツァーガン湖 BTS コアの ^{137}Cs - ^{210}Pb 放射年代測定結果を示す。今回解析したコアでは、 $^{210}\text{Pbex}$ において明瞭な減衰曲線が得られ、堆積速度は約 0.224 cm/yr であった。堆積記録は、2013 年~1890 年の過去 123 年間となる。その一方で、 ^{137}Cs においては、大気核実験に起因する放射

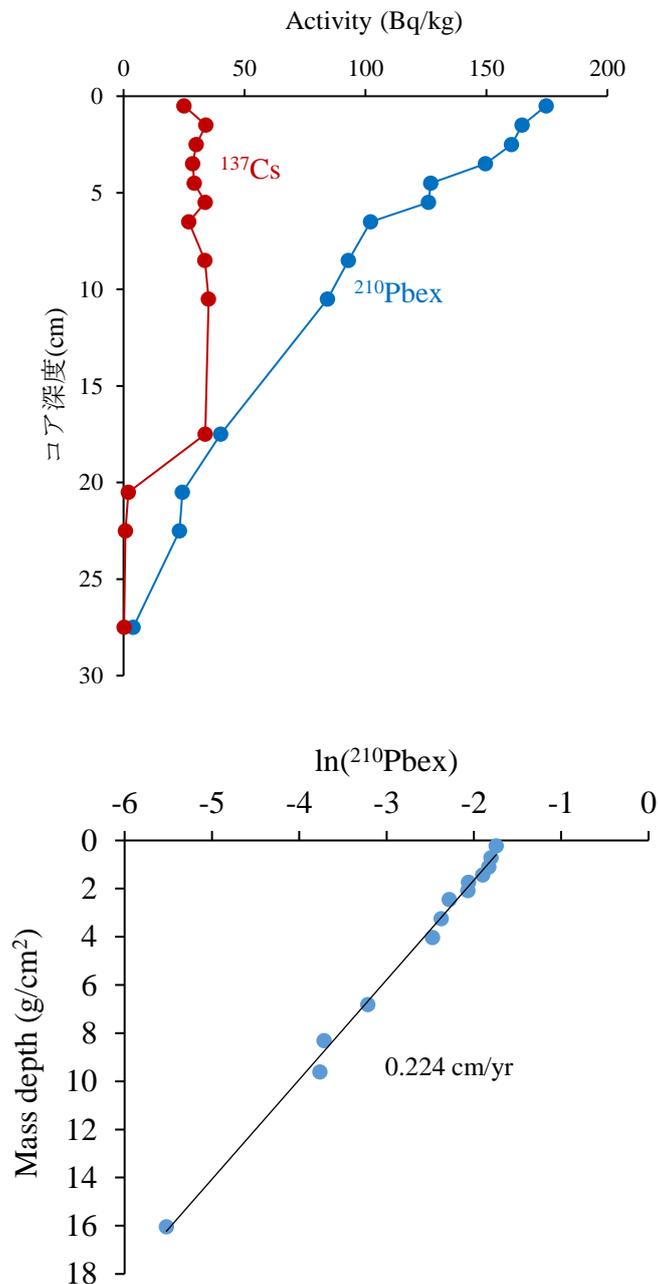


図 4. ブンツァーガン湖湖底堆積物の ^{137}Cs - ^{210}Pb 放射年代 (上図) と ^{210}Pb 年代モデル (下図)

性降下物による 1960 年代の明瞭なピークは認められなかった。これは、測定した試料の間隔が粗いため、検出されなかったものと考えられる。また、コア深度 20 cm 以下では検出限界以下となり、この深度は大気核実験が本格的に始まった前の約 1950 年となる。以上の結果から、本研究で用いたコア試料は、不攪乱の堆積記録と見なすことができる。

4-3. テルヒンツァーガン湖 TR コア

TR1304 コア（水深 19.7 m で採取）は ^{14}C 年代測定により 2200 年の堆積記録となり、約 0.025 cm/yr の堆積速度（20 年の分解能）である。そのコアの成分変動（図 5）は、含水率が 71.1~83.4 %、BioSi 含有量が 18~47 %、鈳物粒子径が ϕ スケールで 7.68~8.59（粒子径 $D = 0.002\sim 0.005$ mm）、U 濃度が 10.9~24.4 ppm、平均粒子密度が 2.20~2.49 g/cm³、TOC が 3.00~5.80 %、TN が 0.23~0.55 %、C/N が 10.2~15.9 である。また、鈳物粒子径、BioSi 濃度、U 濃度、平均粒子密度は互いに類似の変

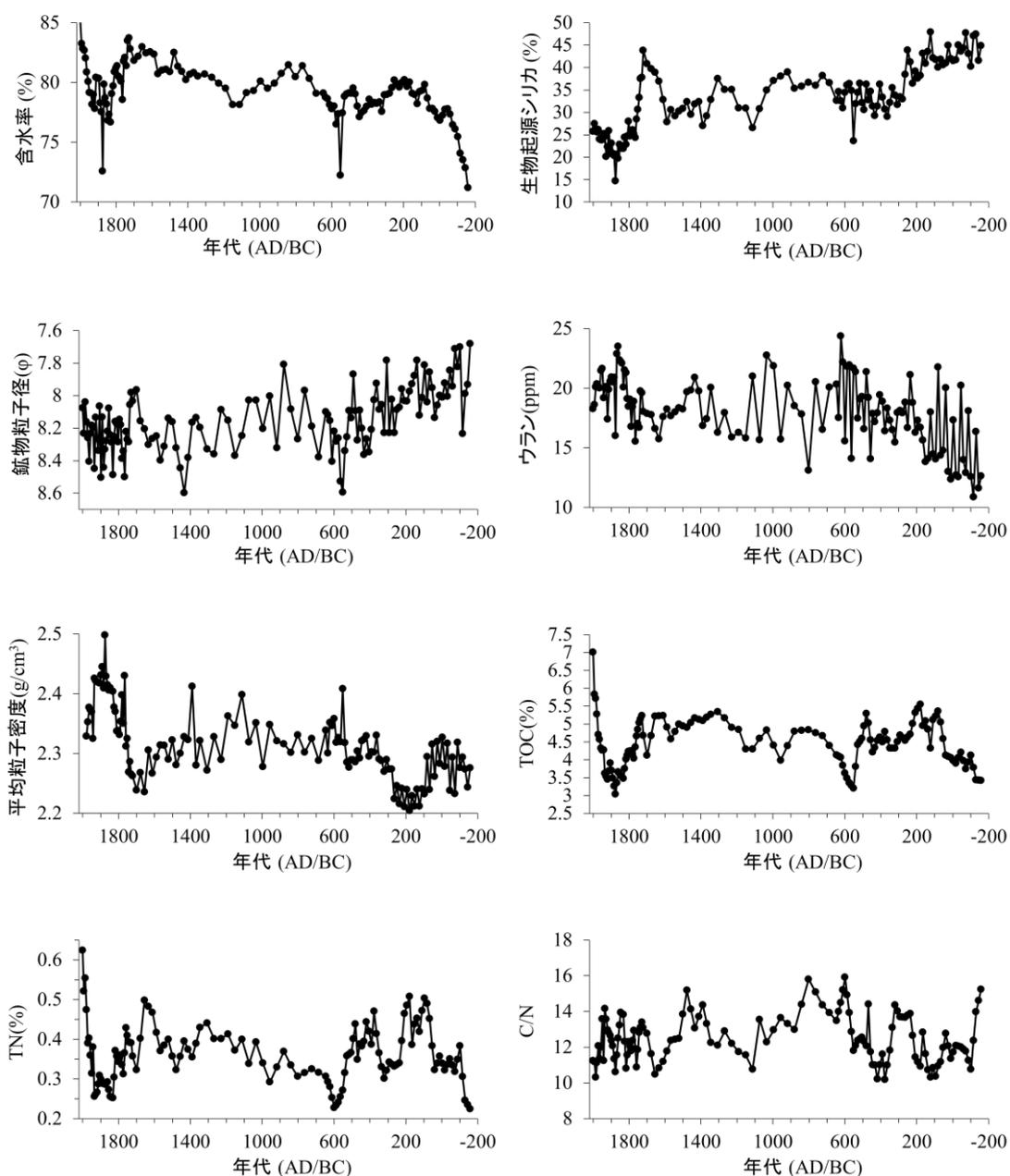


図 5. テルヒンツァーガン湖 TR1304 堆積記録

動を示し、鉱物粒子径が増加すると、U 濃度と平均粒子密度は共に減少し、BioSi 濃度は増加傾向を示す。特に、AD1875 年、AD1389 年、AD1112 年前、AD551 年ではこれら 4 成分のピークが見られる。TOC と TN は互いに類似の変動を示し、これら 2 成分は鉱物粒子径が増加、BioSi 濃度が増加すると増加傾向を示す。C/N 比は期間を通じてほぼ一定である。

TR1306 コア（水深 8.3 m で採取）は 5500 年の堆積記録を有し（図 6）、堆積速度は約 0.0125 cm/yr（40 年の分解能）となった。含水率は 70.7~84.4 %、BioSi 含有量は 8.5~28.0 %、鉱物粒子径 ϕ が 6.42~8.95（粒子径 $D = 0.002 \sim 0.012$ mm）、平均粒子密度は 2.18~2.57 g/cm³ であった。BioSi、鉱物粒子径、平均粒子密度の 3 成分の変動は、AD114 年~AD 693 年、AD1714 年~現在で減少、BC792 年~AD114 年に増加傾向を示す。これらの変動は、TR1304 とは異なり、鉱物粒子径が増加すると、BioSi 濃度は減少、平均粒子密度は増加傾向を示す。

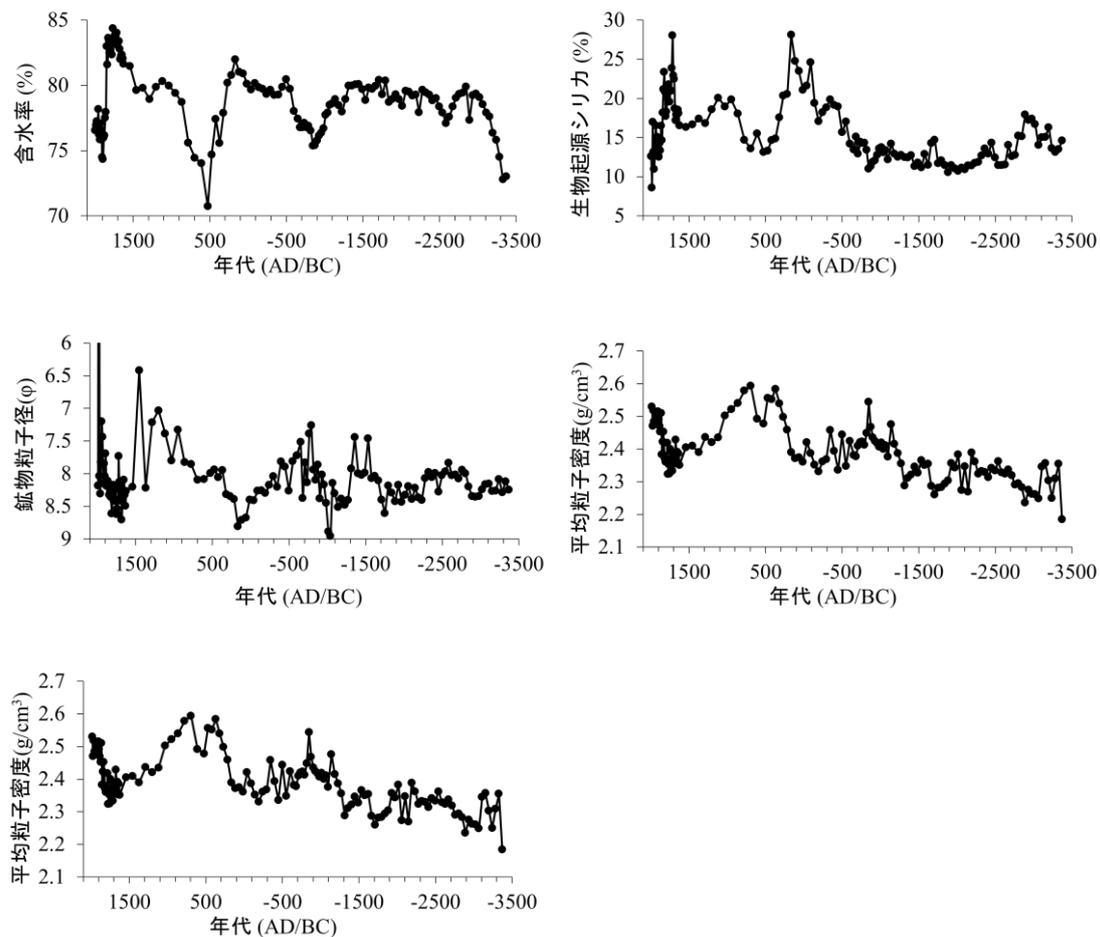


図 6. テルヒンツァーガン湖 TR1306 堆積記録

TR1308 コア（水深 7.2 m で採取）は、TR1304 と TR1306 コアとほぼ同一のコア長であるにもかかわらず、堆積記録は過去 500 年と短く、堆積速度が約 0.1 cm/yr（時間分解能が 5 年）と大きかった（図 7）。これは、最大流入河川のテルヒン川河口の堆積物であることによる。含水率は 34.4~69.6%、BioSi 含有量が 4.5~15.5 %、鉱物粒子径 ϕ が 6.0~7.5（ $D = 0.005 \sim 0.015$ mm）、TOC が 0.44~3.49 %、TN が 0.03~0.32 %、C/N が 9.94~18.8 である。BioSi、鉱物粒子径、TOC、TN の 4 成分の変動パターンは AD1500 年から現在にかけて増加傾向にあり、鉱物粒子径が大きくなると、BioSi、TOC、TN が減少する。これは TR1306 と同じ傾向である。これら 4 成分の変動は、AD1940 年、AD1875 年で減少ピークが見られる。

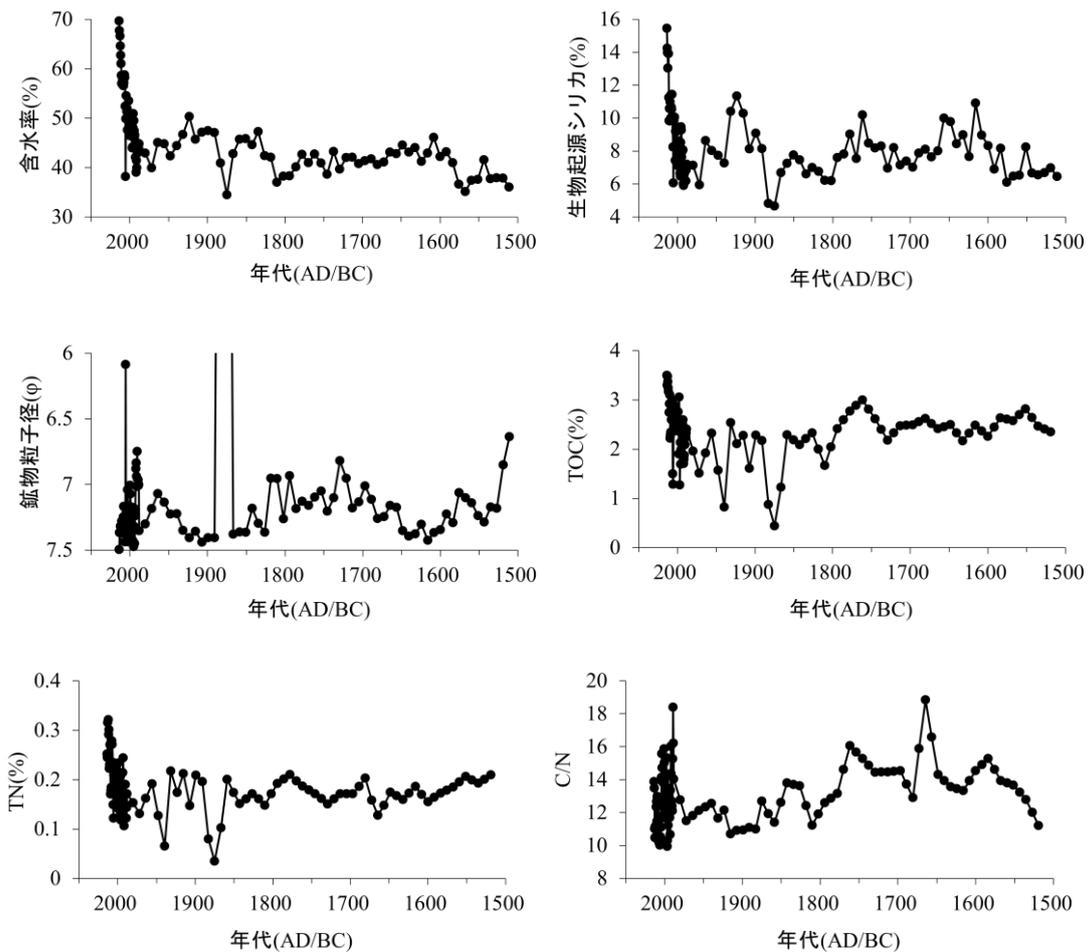


図7. テルヒンツァーガン湖 TR1308 堆積記録

4-4. ブンツァーガン湖 BTS コア

ブンツァーガン湖 BTS02 コアの過去 123 年間の堆積記録 (図 8) は、生物起源シリカが 2.5~10%、平均粒子密度が 2.51~2.81 g/cm³、珪物粒子径が 5.6~8.0 ($D = 0.004\sim 0.021$ mm)、炭酸塩含有量が

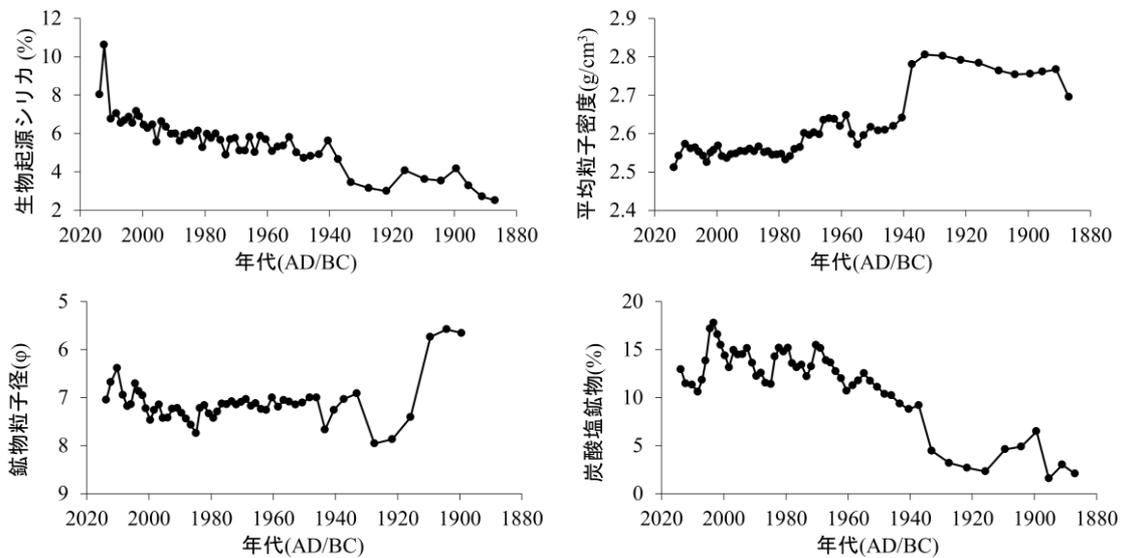


図8. ブンツァーガン湖 BTS02 堆積記録

2~18%、の範囲でそれぞれ変動する。このうち、AD1887~AD1940 年はそれ以降に比べて、これら 3 成分は著しく異なり、バルク密度は増加、生物起源シリカは減少、鉱物粒径は増加傾向をそれぞれ示す。堆積物中の炭酸塩量は AD1940 年以降に周期的な変動が見られる。

5. 堆積物中の古環境指標の評価

5-1. 鉱物粒径と堆積物ウラン濃度 (テルヒンツァーガン湖)

テルヒンツァーガン湖の 3 本のコア試料の鉱物粒径を比較すると (図 9)、TR1304 (水深 19.7 m)、TR1306 (水深 8.3 m)、TR1308 (水深 7.4 m) の順で粗粒となる。これは、堆積場と河口からの距離に依存しており、2 地点間の距離が遠いほど、水深が深くなることを意味している。TR1306 と TR1308 の鉱物粒径については、急激な粗粒化となる時期が数か所認められる。これは、TR1306 がナリン川、TR1308 がテルヒン川の河口付近で掘削したコアのためであり (図 1)、後背地から突発的な供給があったことを示唆する。こうしたイベントを除く 3 本のコア試料の鉱物粒径を比較すると、互いに類似の変動パターンを示し、これらの変動成分は湖全体の湖水位変動を反映しているもの (乾湿指標) と見なすことができる。

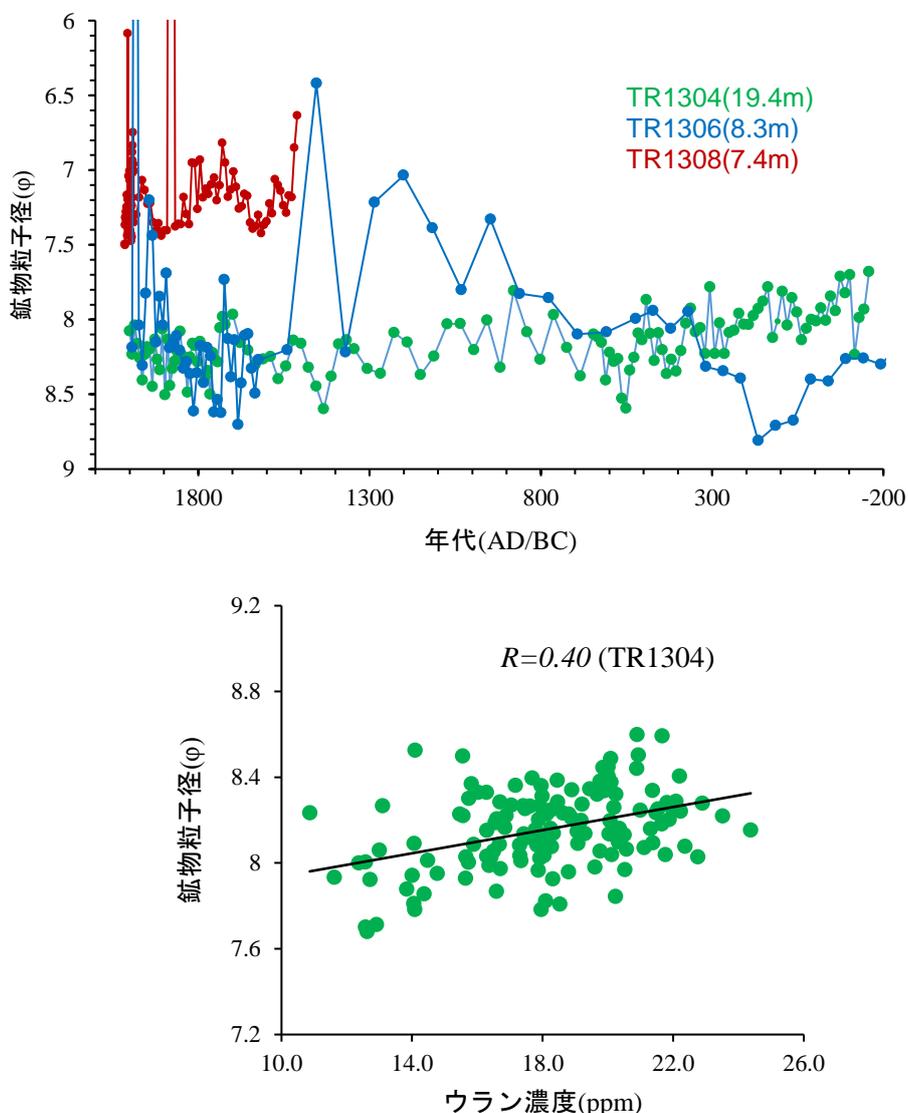


図 9. テルヒンツァーガン湖の鉱物粒径の対比 (上図) および TR1304 コアの鉱物粒径とウラン濃度の関係

堆積物中のウラン濃度(図9)は、鉍物粒子径と正相関関係($R=0.40$)を示し、堆積物の細粒化(高水位)時に堆積物中のウラン濃度が上昇することを意味する。テルヒンツァーガン湖はバイカル湖集水域に位置する淡水湖であり、集水域内にはバイカル湖やフブスグル湖の古代湖が存在する。これまでバイカル湖やフブスグル湖の堆積物中のウランに関する研究は数多くなされ、堆積物中のウランの多くは後背地から運搬された可溶性 UO_2^{2+} が河川や湖水中の懸濁物に吸着し沈積したことが報告されている(Edgington et al. 1996; Goldberg et al. 2010; Sakaguchi et al. 2006, 2009)。また、その堆積物ウラン濃度変動は、集水域からのウラン流入量を反映し、乾湿指標となり得ることが示唆されている(Murakami et al. 2012)。したがって、本研究で得た鉍物粒子の細粒化(高水位)と堆積物中のウラン濃度の上昇は、バイカル湖やフブスグル湖の先行研究と整合するものであり、TR1304 堆積物中のウラン濃度変動は、鉍物粒子径と同様に、テルヒンツァーガン湖周辺地域の乾燥・湿潤変動を反映したものと見なすことができる。

5-2. 生物起源シリカ含有量 (BioSi) (テルヒンツァーガン湖)

図10に、テルヒンツァーガン湖湖底堆積物コア3本のBioSi含有量を示す。これらを比較すると、TR1304、TR1306、TR1308の順番でBioSi含有量は低くなる。これらの差の原因は、碎屑物による希釈効果と流域からの栄養塩供給量に起因するものと考えられる。

TR1308はTR1304とTR1306に比べて鉍物粒径が大きいことで特徴づけられる(図9)。TR1308の採取地点は最大流入河川のテルヒン川河口付近であり、TR1304とTR1306コアの掘削地点に比べて堆積速度が大きい。このため、TR1308のBioSiは他の2コアに比べて碎屑物による希釈効果をより強く受けているため、その含有量は著しく低い値を示すものと考えられる。

TR1306はTR1304に比べて鉍物粒径は同程度であるが、BioSiが低い含有量を示す。この原因については、テルヒン川とナリン川の水質の差に起因するものと考えられる。表1に、テルヒン川、ナリン川、TR1304掘削地点の湖水、の水質結果が示されている。テルヒン川とTR1304の湖水のECはほぼ同程度の値を示し、テルヒンツァーガン湖の湖水がテルヒン川の水質を反映していることが分かる。また、テルヒン川とTR1304の湖水のEC及びアルカリ度はナリン川に比べて著しく高い値を示す。これは、テルヒン川やテルヒンツァーガン湖の湖水の栄養塩濃度がナリン川に比べて高いことを意味する。それがナリン川河口域のBioSi生産量に影響を与え、TR1306堆積物のBioSi含有量が

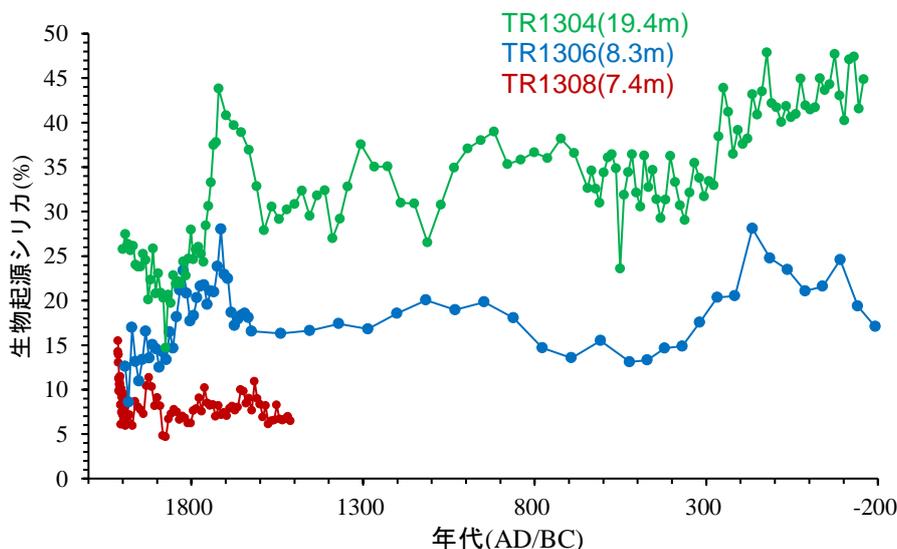


図10. テルヒンツァーガン湖の生物起源シリカ含有量の対比

湖中央部の TR1304 に比べて低い値を示したものと考えられる。

以上の検討から、TR1304 コアの BioSi 含有量が湖全体の珪藻生産量の記録を保持しているものと見なすことができる。

5-3. 全有機炭素・窒素含有量 (テルヒンツァーガン湖)

図 11 に、TR1304 と TR1308 の全有機炭素 (TOC)、全窒素 (TN) 及び C/N (重量比) を示す。TOC・TN は湖内と外来の有機物(プランクトン)の総和で計測され、古気温指標として用いられており、C/N(TOC/TN)比はその有機物の起源を表している。一般的に湖内性の有機物は C/N 比が 9 以下を示し、外来性の有機物は TOC/TN 比が 20 以上を示すことが知られている。これは、湖内のバクテリアや藻類は N を含むアミノ酸やタンパク質に富み、一方で陸域の植物は N を含まないリグニンやセルロースで構成されていることに起因している。

TR1304 と TR1308 は共に C/N が 12 付近であり、湖内性と外来性の有機物が混在することを意味する。また、これら 2 地点の TOC と TN の含有量を比較すると、TR1304 は TR1308 に比べて高い

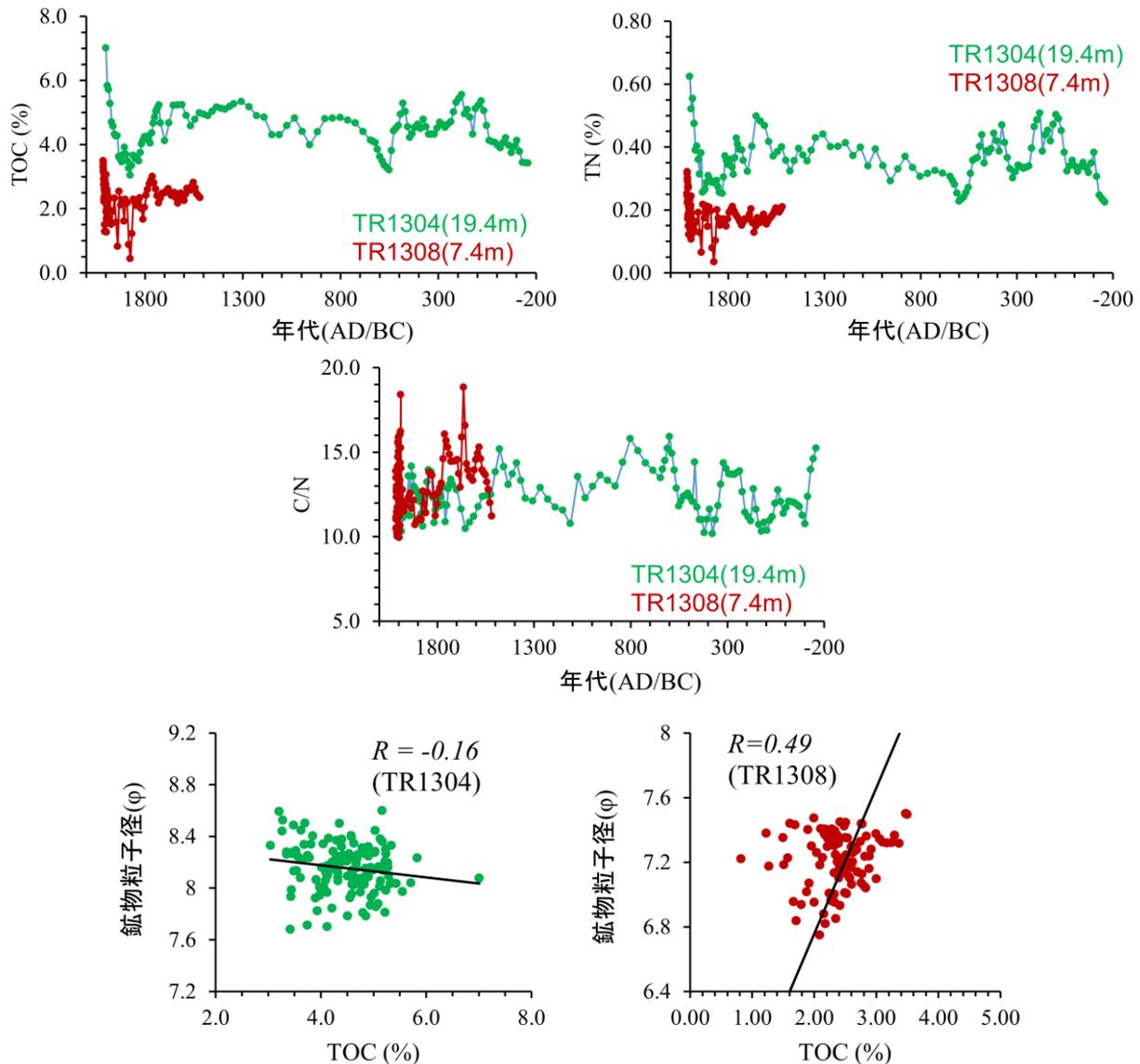


図 11. テルヒンツァーガン湖の TOC と TN および鉱物粒子径と TOC との関係

値を示す。一方で C/N については、TR1304 に比べて TR1308 が高い値を示し、TR1308 のほうが後背地由来の有機物が多いことを示す。従って、BioSi と同様に、TR1308 は TR1304 に比べて碎屑物による希釈効果をより強く受けており、実際に、TOC と碎屑物の相関係数は 0.49 と高い値をもつ。

5-4. 平均粒子密度 (テルヒンツァーガン湖)

湖底堆積物の粒子密度は、高密度の碎屑物と低密度の有機物や BioSi との割合に比例する。XRD 分析では、テルヒンツァーガン湖湖底堆積物の主要鉱物は、長石類、石英、粘土鉱物、オパールから構成されることが明らかとなっている。それらの密度は、長石類が約 2.6 (g/cm³)、石英が約 2.7 (g/cm³)、粘土鉱物が約 2.6 (g/cm³)、オパールは約 2.0 (g/cm³) となる。このため、粒子密度と碎屑物あるいは BioSi の関係性を調べることによって、堆積物コア記録がどの物質に影響を受けているかを評価することができる。

図 12 に示すように、TR1304 の粒子密度は BioSi ($R=0.81$)、TR1306 は鉱物 (碎屑物) 割合 ($R=0.69$)、にそれぞれ強く影響を受けている。このため、TR1304 の堆積記録は生物起源シリカ、TR1306 の堆積記録は鉱物割合 (鉱物粒子径)、がその地域が経験した変動の記録として有効であることが明らかとなった。

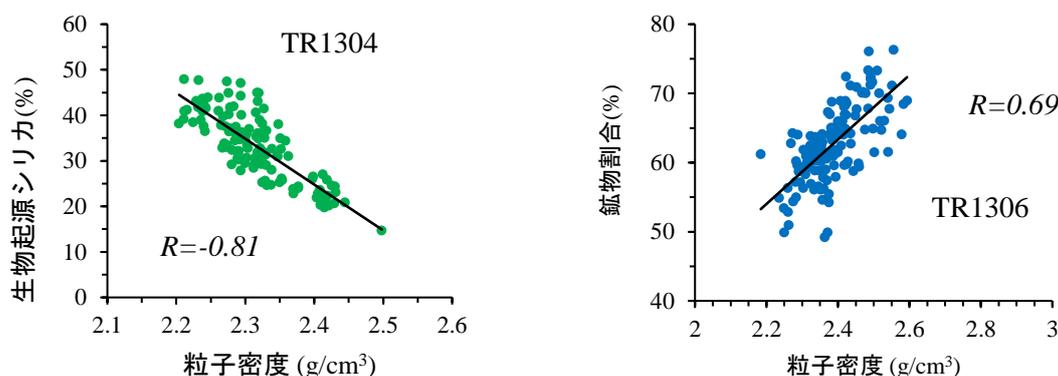


図 12. テルヒンツァーガン湖の TR1304 の BioSi と粒子密度の関係および TR1306 の鉱物割合と粒子密度の関係

5-5. 平均粒子密度 (ブンツァーガン湖)

ブンツァーガン湖湖底堆積物の炭酸塩量 (図 8) では、1940 年以降に顕著な周期的変動が認められた。表 2 に示すように、ブンツァーガン湖の湖水は、高塩濃度の水質からなり、炭酸塩が湖水塊で自生している。よって、1940 年以降の湖底堆積物中炭酸塩鉱物量の変動は、湖水の蒸発散に伴う塩濃度の増減で生じたものと見なすことができる。

一方、1940 年以前は 1940 年以降に比べて、粒子密度と鉱物粒径は上昇し、炭酸塩鉱物量は低下する。この原因については、2 つの可能性が考えられる。1 つ目の可能性は、著しい湖水位の低下で粗粒の河川碎屑物の供給が増加し、淡水河川の影響で炭酸塩鉱物が低下した、ことである。2 つ目は、降水量増加に伴って、湖水位上昇による炭酸塩鉱物の低下と、流域からの碎屑物供給量の増加による堆積物の粗粒化、が生じたことである。

6. 太陽活動とアジア内陸中緯度域の古気候変動

偏西風影響下におけるアジア大陸内陸部の気候は、太陽活動の影響によって生じてきたことがこれまでの研究によって明らかになっている。過去 5500 年間のバイカル湖湖底堆積物の BioSi と U の記録では、大陸内の気候が太陽活動サイクルによって温暖乾燥・寒冷湿潤が繰り返し生じてきたことが示された (Murakami et al. 2012)。この研究では、アジア内陸の気候は太陽活動の静穏な寒冷な時期に湿潤化することを指摘している。同様に、過去 1000 年間における中国北西部・Manas 湖湖底堆積記録でも太陽活動による気候変動の証拠が報告されている (Song et al. 2015)。この研究では、乾燥湿潤指標の Ca と C₃₇ 含有量の変動が太陽活動指標の TSI、Sunspot numbers、Cosmic ray intensity の卓越周期を持って同調してきたことが示された (Delaygue et al. 2011; Solanki et al. 2004; Steinhilber et al. 2012)。この地域では太陽活動の静穏期に乾燥化してきたことが指摘されている。

図 13 に、太陽活動指標 (太陽黒点数) と、本研究で復元したテルヒンツァーガン湖の堆積記録の対比を示す。これらを見ると、1500 年ごろまでの太陽黒点数の減少に伴い、生物起源シリカや有機物量といった生物生産量も減少することから、周辺地域の気候は寒冷化したものと見なすことができる。その一方で、図 5 に示すように、ウランは増加傾向、鉍物粒子径は減少傾向、をそれぞれ示すことから、湖水位は上昇してきたことが分かる。この寒冷湿潤化は、バイカル湖湖底堆積物でも同様に確認されており (Murakami et al. 2012)、飽和水蒸気圧の温度依存性によって説明することができる。すなわち、温度上昇に伴って飽和水蒸気圧も上昇することで、相対湿度は減少することになる。

太陽黒点数 (図 13) には、Sporer 期、Maunder 期、Dalton 期のような数十年～数百年スケールの変動が見られるが、それらに対応するテルヒンツァーガン湖の堆積記録の変動は現時点では見られない。しかしながら、中世の温暖期に対応する生物生産量の増加が認められた。1850 年から現在にかけての TOC や BioSi の増加は、太陽活動に伴う温暖化に加えて、産業革命以降の人間活動の活発化に起因する。これは、BioSi 含有量に比べて TOC 含有量が顕著な増加を示すことによるもので、人の活動によって大気中に放出される物質 (NO_x/SO_x) が増加したことで、集水域の生物生産量が増加したことによるものと推察される。

図 13 に TR1304 の堆積記録の周期解析結果を示す。堆積記録からは、約 1294 年、136 年、94 年、50-70 年の卓越周期が認められた。このうち、136 年や 94 年周期は太陽活動周期のグライスベルク周期 (88-100 年周期) に対応するものと思われる。また、太陽活動に起因するとされる北大西洋深海堆積物中の氷河運搬碎屑物含有量には、約 1374 年周期が確認されており (Bond et al. 1997, 2001)、テルヒンツァーガン湖の約 1294 年周期はこれに対応する変動と考えられる。

ブンツァーガン湖については、今回過去 123 年の記録であったため、歴史と気候変動の関連性を議論することはできなかった。しかし、今回復元した堆積記録のうち、炭酸塩鉍物含有量は、太陽放射量の変動と極めてよい一致を示すことが明らかになった。さらに、その変動周期は約 10 年周期となり、太陽活動 11 年周期と一致する。すなわち、太陽活動期に炭酸塩含有量は上昇することから、湖水位レベルは減少することになる。

さらに、より長期的な炭酸塩含有量と太陽放射量の関係についても、極めて良い一致を示し、1900 年代前半の太陽活動静穏期に堆積物中炭酸塩含有量は減少する。もし、太陽活動 11 年周期で見られた湖水位変動が長期的な変動でも同様のメカニズムで生じたとすると、1900 年代前半の湖水位はそれ以降に比べて上昇していたことになる。この場合、5-6 章で述べた 2 つ目の仮説が、太陽活動と湖水位変動を説明する上で適したメカニズムとなる。

ブンツァーガン湖の堆積記録で見られた 10 年規模の湖水位変動は、オログ湖の空中写真 (図 14)

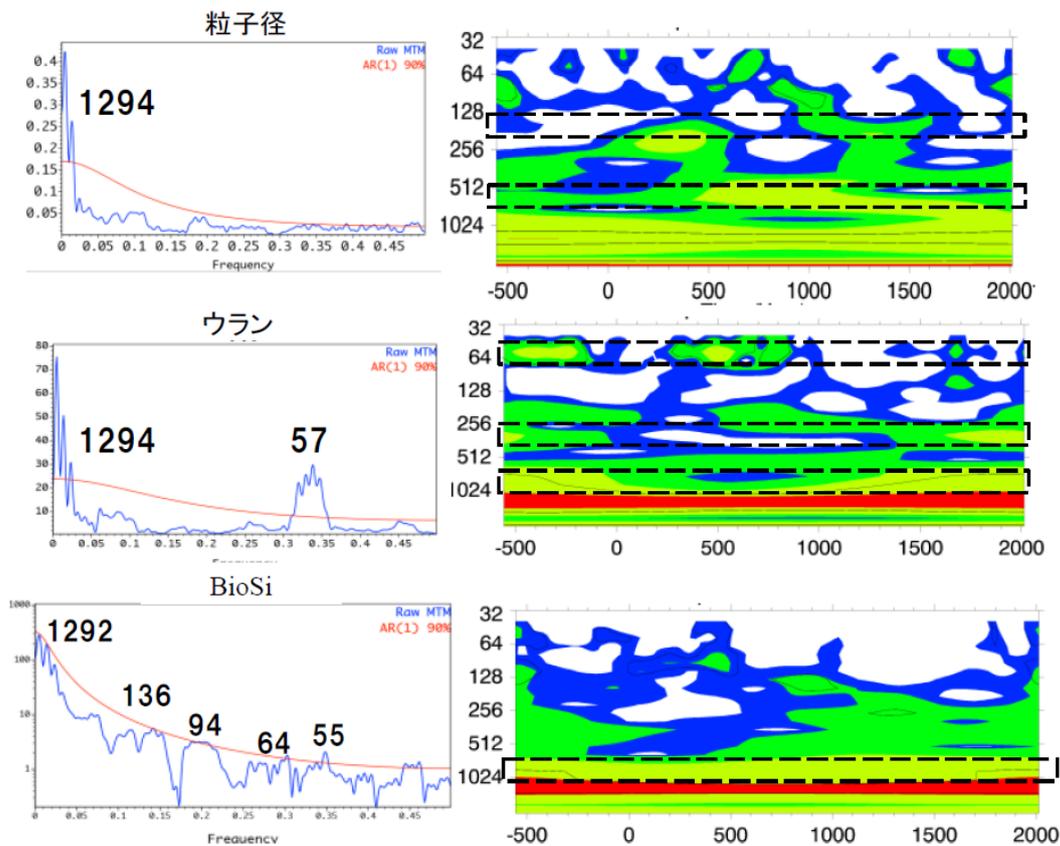
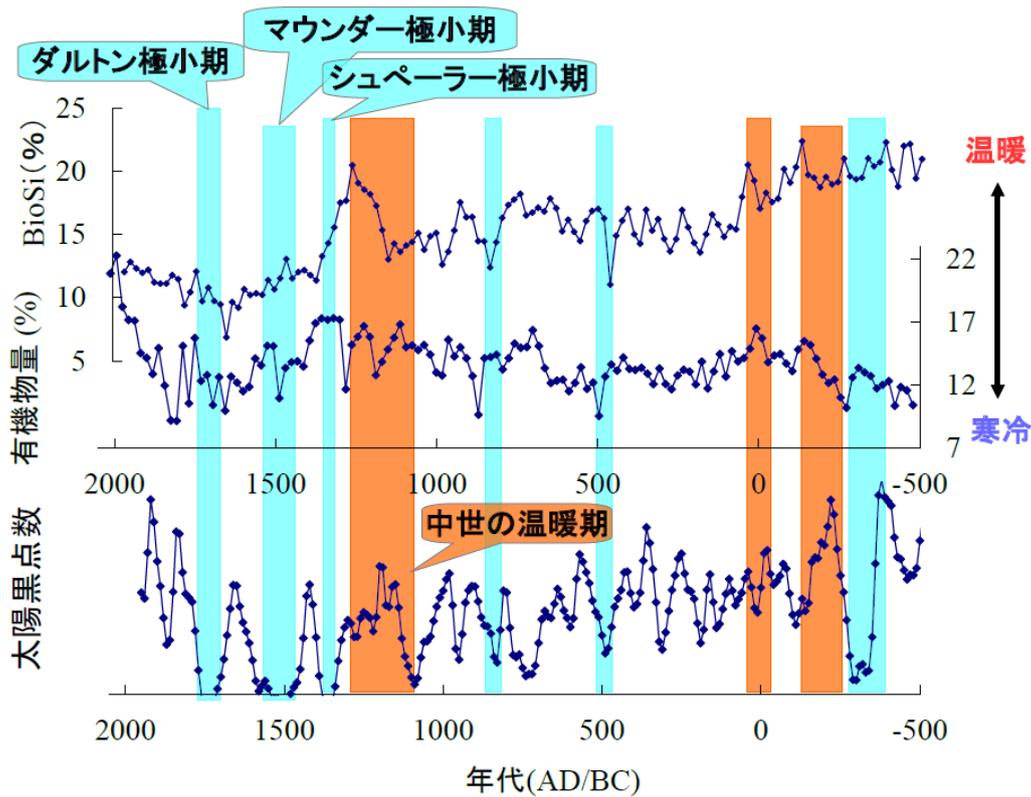


図 13. 太陽活動指標と TR1304 の堆積記録との対比 (上図) および TR1304 の堆積記録の周期解析結果

でも確認することができる。したがって、Itrax-XRF コアスキャナーで得た高時間分解能記録にも、長期間の同様の変動が残されている可能性がある。したがって、放射性炭素年代測定によって高精度の堆積年代モデルを確立し、これまで未解明の大陸内における数十年～数百年規模の気候変動を検討していくことが今後の課題となる。

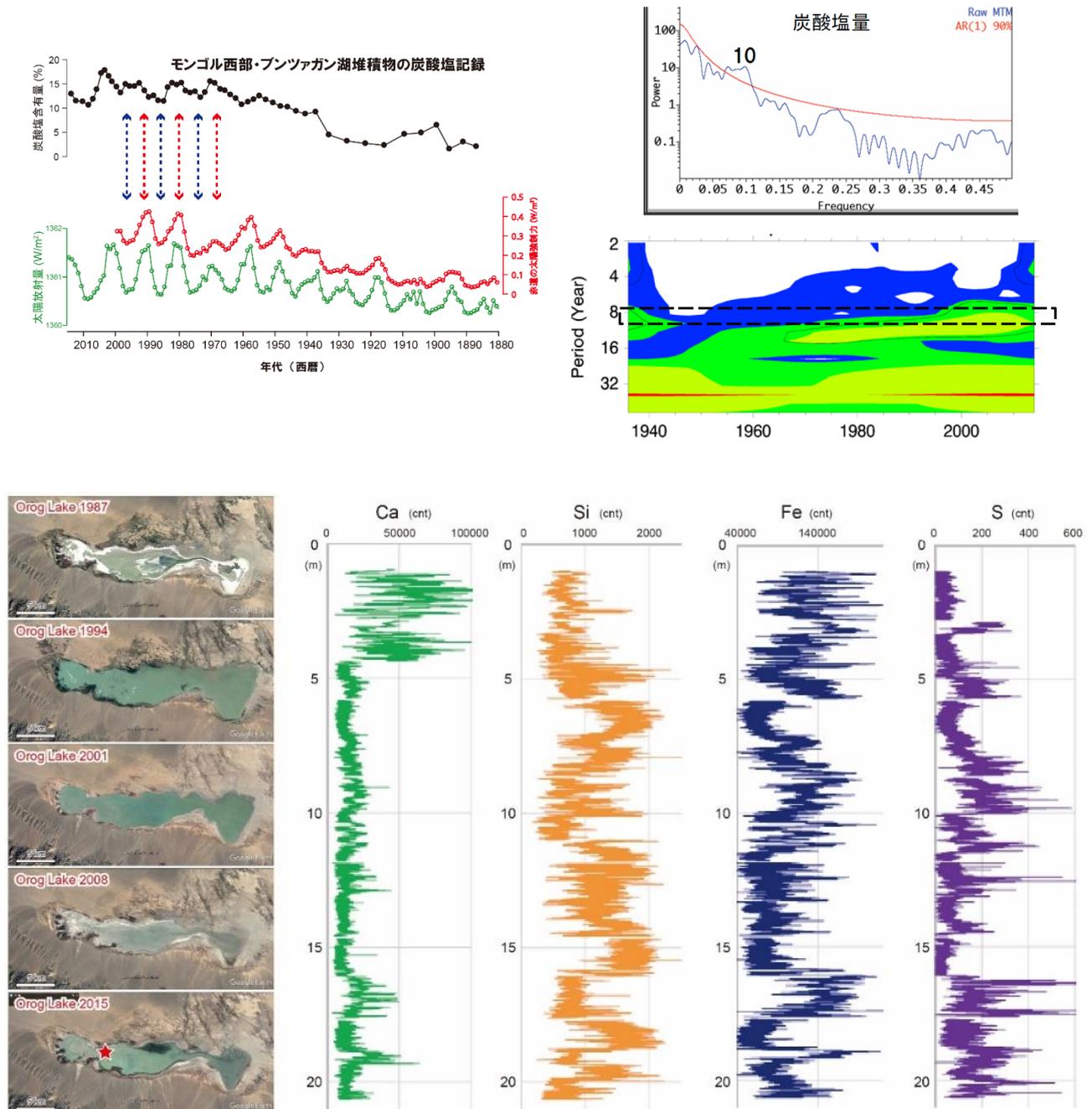


図 14. ブンツァーガン湖炭酸塩記録と太陽活動指標との対比および炭酸塩記録の周波数解析結果 (上図)。オログ湖ボーリングコアの Itrax-XRF 測定結果 (下図)。

7. 気候と人の活動

モンゴル中西部オルホン渓谷は、テルヒンツァーガン湖から北東約 200 km に位置し、中世にはモンゴル帝国の首都が存在し、モンゴル文明の重要な拠点のひとつである。その渓谷周辺は、青銅器時代における墓 (Kurgans や Khirigsuurs)、ペトログリフ (洞窟の壁画)、洞窟などが分布することで知られ、既に完新世中期から人の活動の重要な拠点となってきたことが分かる (Schwanghart et al. 2009)。その河畔のタミルやオルホンには、紀元前 2~3 世紀に造られた 250 基以上の墓地が発見されており、その歴史が刻まれるホシヨ・ツァイダム碑文によると、トルコ人 (紀元後 6~8 世紀) とウイグル族 (紀元後 8~9 世紀) がオルゴン河畔の首都 Kharabalghasun とウギ湖の西方に城壁を構築したことが記されており、これらの時代は太陽活動期の温暖な時期で特徴づけられ、テルヒンツァーガン湖の生物生産量も比較的高い値を示す (図 13)。

中世 (紀元後 13~14 世紀) には、チンギス・ハンがモンゴル帝国の首都をオルゴン河畔のカラコルムに構築し、遊牧と農業が混合した形で政治、経済及び文化の中心として大きく発展した。この時代は中世の温暖期と呼ばれ、世界の平均気温が上昇したことで知られており、テルヒンツァーガン湖の生物生産量のピークによって特徴づけられる (図 13)。また、その時代のカラコルムの紀行によると、オルゴン河の洪積層に位置するモンゴル帝国の宮殿は多くの湖に囲まれていたことが示され、湿潤な気候であったとされる。都市では釜土で用いられる多くの木材を必要とし、周辺地域の森林が伐採されたことが予想されることから、現在のステップ~森林ステップの植生に比べて湿潤化していたと推察される。加えて、カラコルム周辺地域のこの時代の家畜動物は羊が主要であり、大規模な各地産業が発達したことで土壤に多大なストレスを与えていたと考えられる。

その一方で、テルヒンツァーガン湖の湖水位指標である鉱物粒子やウラン濃度には、そうした湿潤化を積極的に支持する変動は認められない。この差の原因はオルホン渓谷とテルヒンツァーガン湖の緯度の違いによる陸域環境に起因するものと考えられる (Katsuta et al. 2017)。モンゴル北西部は、シベリア永久凍土の南端に位置し、永久凍土の分布がその地域の植生に極めて強く影響する。すわなち、永久凍土連続分布地帯は森林~森林ステップが、一方、永久凍土無分布地帯はステップ~砂漠となる。したがって、オルホン渓谷は、テルヒンツァーガン湖から北東約 200 km に位置することから、テルヒンツァーガン湖に比べてより広範囲に永久凍土が分布し、中世の温暖化の際には凍土融解によって湿潤化したものと推察される。実際に、同様の地域差は、夏季の太陽日射量が最大となった完新世初期において、モンゴル南部では乾燥化したにもかかわらず、モンゴル北部は凍土や氷河の融解による顕著な湿潤化が生じたことが知られている。

紀元後 1585-1586 年のカラコルムの修道院 Erdenet Joo の建設やウギ湖北西部の Tungian Mandchurs 起源の石材居住地 (紀元後 16-17 世紀) の存在が確認されている一方で、それ以後 19 世紀までの間、カラコルム周辺は荒廃したことで知られている。この時期、テルヒンツァーガン湖の生物生産は減少傾向を示し、寒冷化したことを示すことから、そうした環境悪化がこの地域での人の活動に影響をもたらした可能性が考えられる。

引用文献

- Bond, G., et al. (1997), A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Bond, G., et al. (2001), Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.
- Büntgen, U., et al. (2016), Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to 660 AD. *Nature Geoscience* 8, 1-7.

- Chiodo, G., et al. (2016), The impact of a future solar minimum on climate change projections in the Northern Hemisphere. *Environmental Research Letters* 11, 034015.
- Delaygue, G., Bard, E. (2011), An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climatic Dynamics* 36, 2201-2218.
- Edgington, D. N., et al. (1996), Uranium-series disequilibrium, sedimentation, diatom frustules, and paleoclimate change in Lake Baikal. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 29-42.
- England et al. (2014), Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature climate change* 4, 222-227.
- Fukushi, K., et al. (2015), Centennial-scale environmental changes in Terhiin Tsagaan Lake, Mongolia inferred from lacustrine sediment: preliminary results, in *Earth surface processes and environmental changes in East Asia – records from lake-catchment systems*. Springer, 25-44.
- Goldberg, E. L., et al. (2010), Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 ka. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 294, 16-29.
- Katsuta, N., et al. (2017), A higher moisture level in the early Holocene in northern Mongolia as evidenced from sediment records of Lake Hovsgol and Lake Erhel. *Quaternary International* 455, 70-81.
- Kosaka, Y., Xie, S.-P. (2013), Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature* 501, 403-407.
- Krumbein, W. C. (1934), Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research* 4, 65-77.
- England, M. H., et al. (2014), Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature climate change* 4, 222-227.
- Lean, J. L., Rind, D. H. (2008), How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophysical Research Letters* 35, L18701.
- Mann, M. E., et al. (2009), Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate anomaly. *Science* 326, 1256-1260.
- Murakami, T., et al. (2010), A 27-kyr record of environmental change in central Asia inferred from the sediment record of Lake Hovsgol, northwest Mongolia. *Journal of Paleolimnology*, 43, 369-383.
- Murakami, T., et al. (2012), Centennial- to millennial-scale climate shifts in continental interior Asia repeated between warm-dry and cool-wet conditions during the last three interglacial states: Evidence from uranium and biogenic silica in the sediment of Lake Baikal, southeast Siberia. *Quaternary Science Reviews* 52, 49-59.
- Ramsey, C.B. (2009), Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337-360.
- Reimer, P. J. et al. (2013), Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Sakaguchi, A., et al. (2006), Uranium and thorium isotope distribution in an offshore bottom sediment core of the Selenga Delta, Lake Baikal, Siberia. *Journal of Paleolimnology* 35, 807-818.
- Sakaguchi, A., et al. (2009), Uranium-series chronology for sediments of Lake Hovsgol, Mongolia, and the 1-Ma records of uranium and thorium isotopes from the HDP-04 drill core. *Quaternary International* 205, 65-73.
- Schwanghart, W., et al. (2009), Holocene environmental changes in the Ugi Nuur basin, Mongolia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 279, 166-171.
- Sevastyanov, D. V., et al. (1989), The origin and evolution of the volcanic Terkhiiin-Tsagaan-Nuur Lake in Central Hangai (MPR). *Izv Vses Geogr Obshch* 121, 223-227. (in Russian)
- Steinhilber, F., et al. (2012), 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109, 5967-5971.

Solanki, S. K., et al. (2004), Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087.

Song, M., et al. (2015), Solar imprints on Asian inland moisture fluctuations over the last millennium. *Holocene* 25, 1935-1943.