

猪苗代湖の湖底堆積物から抽出した地中水の EC, pH 鉛直プロファイル特性 —2012 年に掘削したコアの分析結果—

藪崎志穂（福島大学・共生システム理工学類）・廣瀬孝太郎（福島大学・共生システム理工学類）・
長橋良隆（福島大学・共生システム理工学類）・高瀬つぎ子（福島大学・共生システム理工学類）

要 旨

近年、猪苗代湖の湖水の pH は上昇傾向にあることが調査によって明らかにされている。この要因として、流入河川や土地利用変化、地下水、湖底堆積物などが考えられるが、詳細は明らかになっていない。本研究では、湖底堆積物中の地中水に着目し、堆積物の表層から深層にかけて水質はどのように変化しているのかを明らかにすることを目的として調査を実施した。湖心付近で採取した深度約 28 m の土壌コア（湖底堆積物）から遠心分離法にて地中水を抽出して、EC, pH, 溶存成分を測定し鉛直プロファイルを作成した。EC と溶存成分量の鉛直プロファイルはよく一致しており、EC は特に地中水に多量に含まれている SO_4^{2-} の濃度を反映していると考えられる。pH は表層を除くと 2.5～5 の酸性を示し、変動は EC と同様に SO_4^{2-} の濃度によって決定されていることが明らかとなった。また、表層付近の地中水の pH は湖水の pH に近い 7 前後の値を示しているが、湖水と接するごとく表層部分を除き、これは湖水の浸透の影響ではなく、湖底堆積物中の表層付近で pH を中性に保つ何らかの働きが生じていることに因るものであると予想された。これらの要因については、今後、更に検討を進めてゆく予定である。

I. はじめに

福島県のほぼ中央に位置する猪苗代湖は磐梯山の南麓に広がる湖で、周辺の山々の景色と相まって美しい景観をもたらしている。猪苗代湖とその周辺地域では、春は桜、夏は湖水浴、秋は紅葉、冬は白鳥の飛来地として、四季を通じて親しむことができる。湖上の遊覧船も運航しており、多くの人々が訪れる観光地として知られている。また、猪苗代湖の水は湖の東岸で安積疏水として取水され、郡山市、須賀川市、本宮市、猪苗代町、大玉村の 3 市 1 町 1 村の農業用水、工業用水、飲用水（水道水源）、発電用水として利用されており、周辺地域の住民にとってなくてはならないものである。

猪苗代湖には磐梯山や安達太良山を源流とする酸性の河川が流入しており、1980 年の湖の pH は 5 前後の酸性の値を示していた（千葉, 1987）。水中の有機物の量を示す COD は、2003 年度では

0.5 mg/L で日本の湖の中で最も低い値を示しており（環境省環境管理局水環境部, 2004）、植物プランクトンなどの有機物が少ないため透明度は高く（1930 年 7 月時点の最大透明度は 27.5 m で、日本で 4 番目：国立天文台編, 2013）、2002～2005 年度まで湖沼では 4 年連続で水質日本一になり（環境省環境管理局水環境部, 2003, 2004、環境省 水・大気環境局, 2005, 2006）、日本でも有数の美しさを誇っていた。しかし、近年、pH の値は徐々に上昇している。1989～1995 年までの湖水の pH は 5.0～5.1 の範囲にあったが、1996 年以降は年々上昇して中性化する傾向が認められ、2010 年 11 月時点では湖心の水深 5, 15, 30 m の pH はそれぞれ 6.79, 6.82, 6.75 となっている（福島県環境センター, 2011）。猪苗代湖の pH が上昇した要因として、流入河川（長瀬川など）の水質・水量の変化、猪苗代湖の周辺地域の土地利用変化、生活排水や産業・農業系排水の流入、

地下水、湖底堆積物の影響などが考えられ調査が進められているが、湖水の水質形成要因については未だ明瞭にはされていない。これらの要因のうち、湖底堆積物に関しては、猪苗代湖ではこれまでに湖底堆積物の採取は数回行われており、湖底表層から深度 40~100 cm 程度の比較的浅い部分のコアを対象として、珪藻化石や花粉化石の特徴から猪苗代湖の古環境について明らかにしている（鈴木ほか, 1981, 1982, 藤田ほか, 2007）。しかしながら、猪苗代湖の湖底堆積物の表層から深部にかけて存在する地中水に着目し、pH や水質組成について調査した研究は、これまでに行われていない。湖底にはこれまでの長年にわたって堆積した多量の堆積物があり、それらに湖の水質の変化の謎を解く鍵が隠されている可能性は大きい。湖水の水質変化の要因を明らかにすることは、今後の猪苗代湖の水質保全や環境対策を考える際に重要な役割を果たす。そこで本研究は、猪苗代湖の湖底堆積物を 2012 年と 2013 年の 2 回採取し、堆積物中に含まれる水を抽出して、深度別の水質の特徴を明らかにし、猪苗代湖の水質形成について明らかにすることを目標として実施した。本稿では、2012 年に掘削した湖底堆積物（土壌コア）から抽出した地中水の EC, pH, 溶存成分などの特徴と、水質形成に関する予察の結果について報告する。

II. 研究対象地域の概要

1. 猪苗代湖と流入河川の特徴

猪苗代湖は福島県のほぼ中央部に位置しており、東西約 12 km, 南北約 13.5 km, 周囲長は約 50 km で、福島県猪苗代町、会津若松市、郡山市の 2 市 1 町にわたり広がっている。面積は 103.3 km² であり、琵琶湖、霞ヶ浦、サロマ湖に次いで日本で 4 番目に大きい淡水湖である。最大水深は 93.5 m で湖心付近で深く、湖畔部で浅くなっている。水面の標高は 514 m で（国立天文台編, 2013）、湖の成因により構造湖（断層湖）とされている。

猪苗代湖に流入する主な河川には、湖の北東部では長瀬川、南東部では舟津川や常夏川があり、その他小規模の河川が流入している。これらの河川の中で長瀬川の流量が最も多く、猪苗代湖の水質に与える影響は大きいと考えられる。長瀬川の上流部には秋元湖があり、長瀬川上流の上長瀬橋付近の pH は 7.24（2011 年 2 月測定）で、中性に近い値を示している（福島県環境センター, 2011）。しかし、長瀬川には安達太良山の山頂付近の沼ノ平一帯を源流とし多量の火山ガスや鉱山廃水等を含み pH2 前後の強酸性を示す硫黄川や、同じく安達太良山を源流域とし沼尻高原付近を流下する pH3~3.5 前後の酸川が流入しているため、酸川（硫黄川）合流後の長瀬川の pH は 3~4 と低くなり、酸性河川となっている。猪苗代湖に流入する直前の小金橋で 2013 年 6 月に測定した長瀬川の pH は 3.89 であった（藪崎, 未公表データ）。また、長瀬川の上流には電力会社のダムが設けられているため、水量調節が随時行われており、流量の日変化、年変化は大きくなっている。

湖からの流出河川は、湖の北西部から流出する日橋川のみである。日橋川は猪苗代湖の銚子ノ口から流出し、北および北西方向に流下して会津盆地を流れ、喜多方市塩川町で阿賀川と合流して更に西へと流下している。その後、只見川などが合流し、新潟県に入り阿賀野川と名を変えて、最終的には日本海に注いでいる。また、湖の東岸に安積疏水の取入口（山潟水門）があり、平水時で最大約 12.6 m³/sec（年間総量で約 126×10⁶ m³）の取水が可能となっている（安積疏水土地改良区, 2013）。

2. 猪苗代湖とその周辺地域の地形の概要と猪苗代湖の形成について

猪苗代湖の周囲は山で囲まれており、北には第四紀の成層火山である磐梯山（標高 1,816 m）や赤埴山（1,430 m）、猫魔ヶ岳（1,403 m）など比較的標高の高い山がそびえ、東と南は標高 1,000 m

前後の山が連なり、西は背あぶり山をはじめとした標高 700~800 m の山が分布している。湖の東、南、西側では湖畔の近くまで崖あるいは山体の斜面が迫っているが、北側の磐梯山南麓部は湖岸から北に向けておよそ 3.5 km まで比較的なだらかな平地が広がっている。また、猪苗代湖の東側には川桁断層が、西側には背炙山断層があり、急な崖を形成している。これらの断層の活動によりそれぞれの断層の山地側が隆起する一方で、二つの断層に挟まれた地域は沈降し、5 万年前ごろに猪苗代湖盆（盆地）が形成された（鈴木、1988）。この盆地に水が溜まって猪苗代湖が生じたと考えられている。

猪苗代湖の北側には活火山である磐梯山や安達太良山など複数の火山があることから、古来より火山の影響を強く受けてきた湖である。かつて磐梯火山史上最大とされる山体崩壊が生じ、磐梯山の南西麓から猪苗代湖、会津盆地の広範囲にわたり翁島岩屑なだれ堆積物あるいは翁島泥流と呼ばれる堆積地形が広がった。これは猪苗代湖の形成にも影響を与えたとされている（鈴木、1988）。この翁島岩屑なだれを生じさせた火山の活動年代は、鈴木ほか（1995）では 46~30 ka、千葉・木村（2001）では 36~28 ka と考えられている。堆積物の層厚は 30 m 以上（推定 50 m）で、多種の安山岩、軽石および極少量の花崗岩・結晶片岩・石英安山岩から構成されている（千葉・木村、2001）。また翁島岩屑なだれをもたらした推定山体崩壊量は $2.0 \sim 2.5 \text{ km}^3$ であるとされている（吉田、2013）。

近年の火山活動では、明治 21 年（1888 年）に磐梯山の山頂付近で大規模な水蒸気爆発が発生し、死亡者 477 名、負傷者 28 名にのぼり、猪苗代町の周辺に甚大な被害をもたらした。この火山活動により山頂から北側の山体が大きく崩壊し（東西約 2.2 km、南北約 2 km）、山頂の標高は 650 m ほど低下した（中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会、2005）。この時に崩壊した

土砂は、岩屑なだれとなって山腹を北に向けて流下して北麓に堆積し、猪苗代湖に流入する長瀬川の上流を堰き止めた（小池ほか、2005）。また、長瀬川沿いに沿って流下した岩屑なだれは磐梯山北東麓付近まで達し、東から流れる大倉川や中津川、北東から流れる小野川（中の沢）、北や南西から流れる桧原川や雄子沢川を堰き止め、最終的に桧原湖、小野川湖、秋元湖が形成された（猪苗代盆地団体研究グループ編、1988）。約 90 万年前から開始したとされている磐梯山の火山活動により、噴出した多量の火山灰などは猪苗代湖の湖底にも堆積しているため、火山灰層序により地層（湖底堆積物）の年代推定が可能となる。

3. 猪苗代湖とその周辺地域の地質の概要

猪苗代湖周辺の地質は、産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2012）のシームレス地質図を参照した。猪苗代湖の北側の低地部（扇状地）には、後期更新世（約 1 万 8000 年前）~完新世（現在）の海成または非海成の堆積岩類が分布し、磐梯山の南麓部から猪苗代湖の北西側の一帯にかけては後期中新世（約 700 万年前）~完新世（現在）に形成された岩屑なだれの堆積物が広く分布している。同じく湖の北側の赤埴山の一帯には中期更新世（約 70 万年前~15 万年前）に噴火した非アルカリ苦鉄質火山岩類（安山岩・玄武岩類）が分布し、磐梯山の山頂から中腹には後期更新世（約 15 万年前）~完新世（現在）に噴火した非アルカリ苦鉄質火山岩類（安山岩・玄武岩類）が広がっている。猪苗代湖の東、南、西側の低地部には、湖の北側の低地部と同じく後期更新世~完新世の海成または非海成の堆積岩類が分布している。同地域の山地部には、後期中新世（約 700 万年前）~鮮新世（約 170 万年前）に生じた爆発的噴火により流下した非アルカリ火砕流の火山岩類（軽石や火山灰）や、前期中新世（約 2200 万年前）~中期中新世（約 1500 万年前）に噴火した非アルカリ苦鉄質火山岩類（安山岩・玄武岩

類) が分布している。また、猪苗代湖の北東～西側の山地部には、白亜紀前期(約 1 億 4600 万年前～1 億年前)に地下の深部で冷えて固まった珧長質深成岩類(阿武隈花崗岩類)が分布し、西側の背あぶり山とその周辺地域には前期更新世(約 170 万年前～70 万年前)の爆発的な噴火により生じた非アルカリ火砕流である火山岩類(軽石や火山灰)が広がっている。このように、猪苗代湖周辺の地質は、第四紀の火山である磐梯山の山麓部(湖の北側地域)を除くと、猪苗代湖の東側の地域で相対的に古い地質が分布する特徴を有している。

4. 猪苗代湖とその周辺地域の気候・気象

猪苗代湖周辺の気象観測地点である猪苗代(北緯 37°33.3', 東経 140°07.3', 標高 522 m)と湖南(北緯 37°23.3', 東経 140°05.4', 標高 536 m)の 1981～2010 年の平年値データをみると、年降水量は猪苗代で 1,293.9 mm, 湖南で 1,327.4 mm で、日本の年降水量の平均値(1971 年から 2000 年にかけての平年値で 1,718 mm: 国土交通省, 2013)と比べて 400 mm ほど少ない。月降水量は 7 月で最も多く、2 月で最も少なく、夏季～秋季にかけて多く、冬季に少ないという特徴を有している(図 1a)。一方、年平均気温は、猪苗代で 9.6℃である(湖南では観測されていない)。月平均気温では 1 月と 2 月で 0℃を下回り、最も高い 8 月でも 22.5℃と比較的過ごしやすい気温である(図 1b)。参考までに湖から西に約 9.5 km 離れた若松(北緯 37°29.3', 東経 139°54.6', 標高 211.7 m)の気象データでは、年降水量は 1,213.3 mm, 年平均気温は 11.7℃で、猪苗代湖周辺よりも降水量がやや少なく、標高が低いため気温は 2℃ほど高くなっている。猪苗代と若松の気温と降水量データを用いて、ソーンスウエイト法によりおおまかではあるが可能蒸発散量を求めたところ、猪苗代では約 560 mm, 若松では約 620 mm であり、降水量の半分ほどが蒸発していることになる。

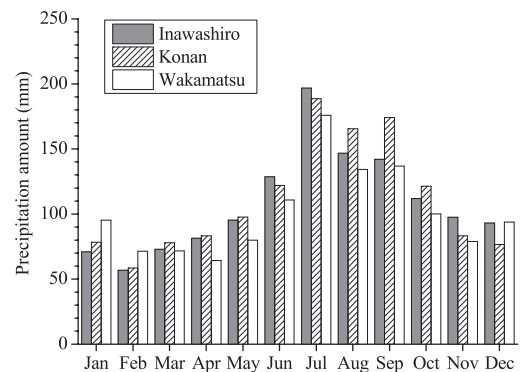


図 1a 猪苗代湖周辺の月降水量

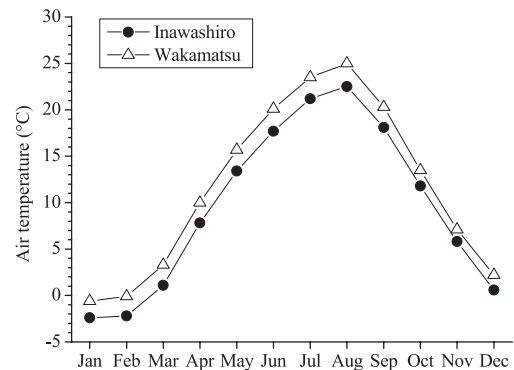


図 1b 猪苗代湖周辺の月平均気温

5. 猪苗代湖周辺の土地利用

猪苗代湖周辺の土地利用として、比較的なだらかな地形を呈する湖の北～北東側では民家や水田(一部には畑地)が広がっている。この地域には夏に湖水浴場として賑わいをみせる天神浜や、猪苗代湖の観光船乗り場(長浜)があり、観光客向けのホテルなどの宿泊施設や観光施設、土産物屋なども立地している。また東西に JR 磐越西線が走り、それに平行するように磐越自動車道が通っており、同地域に設けられた猪苗代駅や猪苗代磐梯高原 IC は猪苗代地域の観光の入口となっている。一方、湖の東、南、西側では山地斜面が湖畔近くまで迫っているため、大部分が広葉樹林や針葉樹林の植生となっており、山間部や河川沿いの比較的狭い平地部には民家や水田、畑地が分布

している。このような土地利用の違いにより、猪苗代湖へ流入する河川水や地下水の水質も異なることが予想され、湖の水質も場所によって多少の違いが生じていると考えられる。

6. 猪苗代湖の水質の特徴

2012 年 9 月に採水した猪苗代湖の湖心部付近の EC は 11.7 mS/m, pH は 8.36, 水温は 25.2°C であった（藪崎ほか, 2013）。継続的に測定されているデータによると、近年の湖水の pH は 6.8 前後であり（福島県環境センター, 2011）、この値と比べると高くなっている。溶存成分では F^- は 0.11 mg/L, Cl^- は 10.1 mg/L, Br^- は 0.02 mg/L, SO_4^{2-} は 30.2 mg/L, NO_3^- は 0.33 mg/L, HCO_3^- は 5.5 mg/L, Na^+ は 7.3 mg/L, NH_4^+ は 0.02 mg/L, K^+ は 1.8 mg/L, Mg^{2+} は 2.2 mg/L, Ca^{2+} は 8.4 mg/L で、水質組成は Ca- SO_4 型を示し、特に SO_4^{2-} 濃度が高くなっている（藪崎ほか, 2013）。猪苗代湖の水質組成は酸性河川である長瀬川の水質組成と類似しており、この結果においても長瀬川の影響が大きいことを示唆している。また、深度別の水温の観測結果から、猪苗代湖は夏季に 8~16 m 深度で水温躍層が形成されることが明らかにされている（福島県環境センター, 2011）。

III. 研究方法

1. 猪苗代湖の湖底堆積物の掘削地点とその方法

湖底堆積物（コア）の採取作業は、2012 年 9 月 6 日~11 月 8 日にかけて実施された。これには、機材の搬入や台船の組み立て、それらの撤収も含まれている。採取した地点は猪苗代湖のほぼ湖心部の水深約 92 m の地点で（東経 140°05'57.4", 北緯 37°27'43.4"）で、図 2 にその位置を示した。

コアの掘削法は、長橋・廣瀬（2013）により詳細に記載されている。一部を抜粋して、以下に示す。湖上での作業はフローターを組み合わせた台船上に陸上でのボーリングと同様のやぐらとボ

ーリングマシーンを設置し、掘削位置を選定して、ワイヤーで結んだシンカー（重り）を湖底に沈め、四方を固定した。その後、台船からガイド管を水深約 90 m の湖底面まで下ろし、口径 86 mm のシンウォールサンプラーを先端に取り付けたボーリングロットがガイド管の中を行き来することで、シンウォールサンプラーの中にセットされた口径 70 mm のサンプリングチューブは水圧で地中に挿入され、湖底堆積物を採取することができる。サンプリングチューブの長さは 1 m で、1 回の押し込みで長さ 80~90 cm の堆積物を採取することができる。この作業を 30 数回繰り返して、約 28 m の厚さのコアを採取した。コアはほぼ同じ場所で 2 本採取し、実際に掘削できた深度は 27.61 m (INW2012-1) と 27.13 m (INW2012-2) であった（長橋・廣瀬, 2013）。

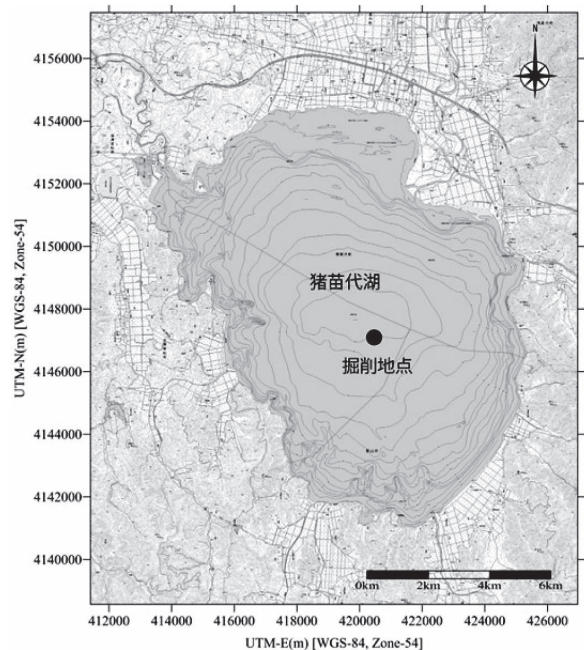


図 2 コアの掘削地点

2. 地中水の抽出方法

採取したコア試料の一部を深度 10 cm 程度に小分けして、ビニールバックに入れ、冷蔵庫内で保管した。その後、100 cc の土壌円筒管（直径 5

cm, 高さ 5 cm) に小分けした土壌をそれぞれ約 5 cm 深度に相当する分ずつ詰めて (図 3), 遠心管に入れ, 土壌脱水用ローター (R11D2, HITACHI 社製) に 4 つセットして (図 4), 高速冷却遠心分離機 (HITACHI 社製, CR20GIII) により土壌水の抽出を行った. 抽出では 8,600 rpm で 90 分の遠心分離を実施し, pF 値で約 4.0 に相当する地中水を採取した.

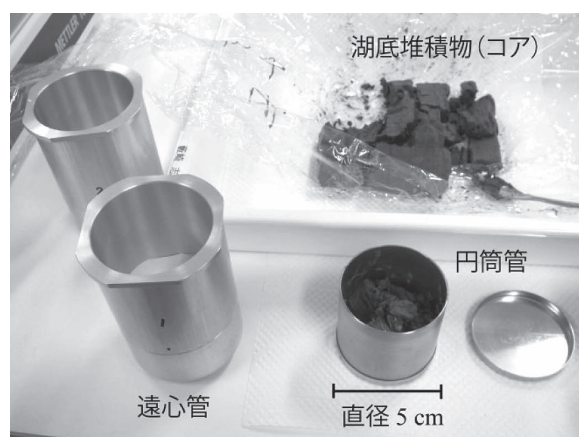


図 3 土壌水抽出時の作業

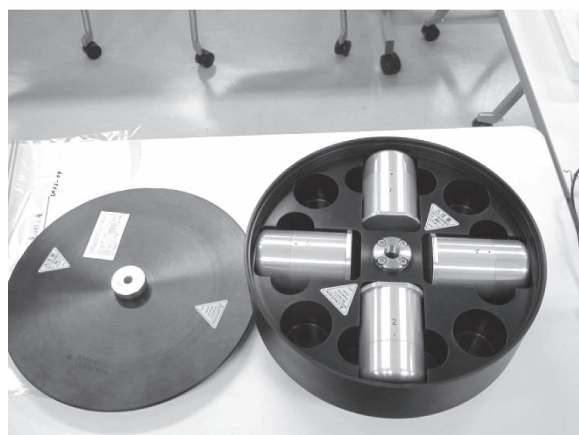


図 4 土壌脱水用ローター

3. 抽出水の分析項目とその方法

遠心分離法で抽出した地中水は, 抽出後速やかに 20 ml のスクリーバイアル瓶に保存し, 同時に EC (電気伝導率) と pH の測定を行った. 抽出水の量はあまり多くないため, 少量の試料水で測定することができる機器を選定し, EC の測定

は LAQUA twin (B-711 COND, HORIBA 社製), pH の測定は LAQUA twin (B-712 pH, HORIBA 社製) を利用した. 抽出した水試料は冷蔵庫で保管し, できるだけ速やかに分析を行った. 溶存成分量の分析には, イオンクロマトグラフィーを利用し, 陰イオンは ICS-2000, 陽イオンは ICS-1000 (共に DIONEX 社製) を利用した. 測定項目は, 陰イオンでは F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} の 7 成分を, 陽イオンでは Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} の 6 成分を分析した.

IV. 結果・考察

1. 抽出水の割合

遠心分離前の湿潤なコア (堆積物) から遠心分離でどのくらいの水分を抽出できたのかを把握するため, 抽出水と湿潤土壌の重量の割合を図 5 に示した. 遠心分離に用いたコアは基本的に同一のコア (IN02) であるが, 堆積物の表層約 50 cm が欠けているため, すぐ近くで掘削したコア

(IN2.5) を遠心分離に用いている. また, 深度約 900 cm までは連続して地中水の抽出を実施したが, 900~1,380 cm の部分は実施せず, 深度 1,380~2,100 cm では 100 cm 深度につき 2 か所ずつ抽出を実施した.

抽出された地中水の割合は, 表層付近で多く (50~60%), 深部にゆくにつれて低くなり, 20% 前後で安定する傾向が認められる. 表層付近 (深度約 0~30 cm) は泥炭層のように水分を非常に多く含んだ堆積物であるため, 抽出できた水分量は多くなっている. 深度 490~520 cm 付近で抽出水の割合が特に低く, 他の深度とは異なっている. この部分には砂質の土壌 (火山灰層) が多く堆積しており, 地中に保持されている水分量が少なくなっていると考えられる. 長橋・廣瀬 (2013) によると, 湖底堆積物の表層から最下部までの約 28 m の中に, 火山ガラスや清澄な鉱物を含むテフラ (火山灰) 層は少なくとも 12 層見いだされており, 深度約 4.7~5.0 m の火山灰層は約 5400

年前の沼沢—沼沢湖テフラ層に相当している。

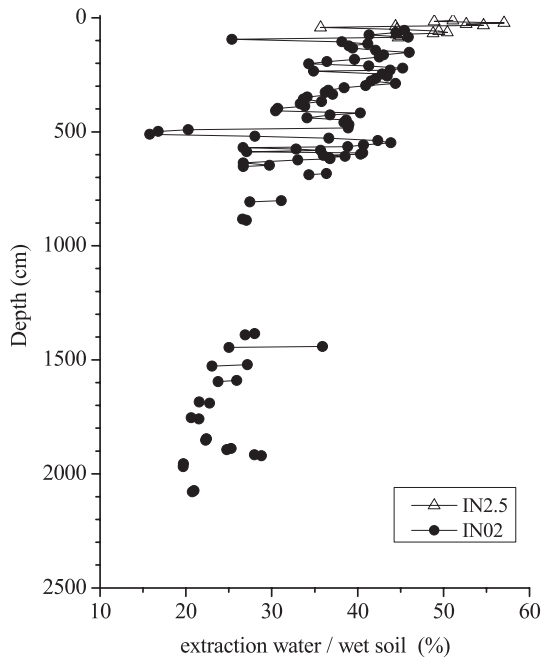


図5 抽出水の割合の鉛直プロファイル

2. 抽出水の EC の鉛直プロファイル

抽出水の EC の鉛直プロファイルを図6に示した。この図より、湖底堆積物の表層から深層にかけて、ECは非常に大きく変動していることがわかる。詳細にみると、湖底堆積物表層（深度0～20 cm）では30 mS/mで相対的に低い値を示しているが、湖水のEC（11.7 mS/m）と比べるとやや高くなっている。深度20～115 cmのECは30～60 mS/mの範囲で変動している。深度115～650 cm付近までは深度と共にECは上昇し、深度630 cmで最大値（590 mS/m）を示している。深度650～1,600 cm付近ではECは250～400 mS/mで変動し、深度1,600 cm以深では徐々に低下して、深度2,100 cm付近では約50 mS/mとなり、表層付近に近い値を示している。火山灰が堆積し、他の深度とは地質が異なる深度490～520 cmの地中水のECは、他の深度と比べて特に変わった値は示していない。地中水のECは、猪苗代湖の湖水

や猪苗代湖に流入する長瀬川のEC（35.0 mS/m：藪崎ほか，2013）と比べても非常に高く、多くの溶存成分を含んでいることが明らかである。国内における一般的な湖沼水や河川水、地下水等のECは、温泉水や古海水の混入が生じているものを除くと、殆どが100 mS/m以下であるため、湖底堆積物中の水のECは特殊であると言える。

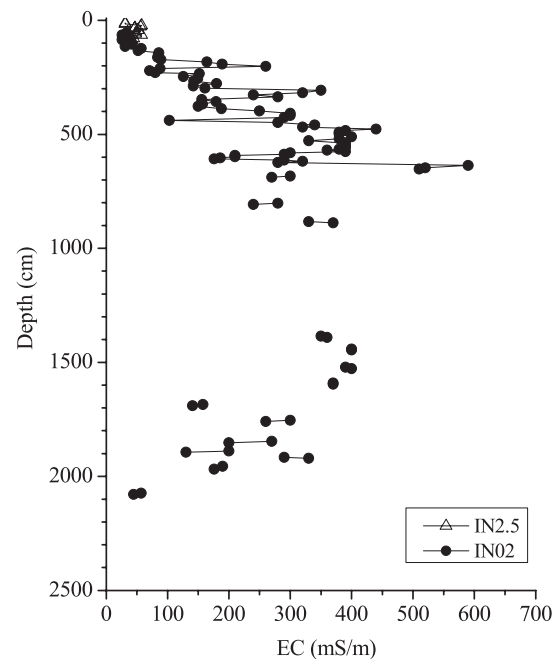


図6 ECの鉛直プロファイル

3. 抽出水の pH の鉛直プロファイル

抽出水の pH の鉛直プロファイルを図7に示した。pHは湖底堆積物の表層付近では6～7の値を示し、猪苗代湖の水深30 mのpH（6.75）と近い値となっている。深度70 cm以深ではpHは急に低下し、深度70～400 cmでは2.5～3.5、深度400～1,600 cm付近では3.5～5で、殆どの深度で4以下の強酸性の値を示している。1,600 cm以深ではpHは徐々に上昇する傾向が認められ、深度2,000 cm以深では表層と同じく6～7の値となっている。ECの結果と同様に、深度490～520 cmのpHは、他の深度と特に変わった特徴は表れて

いない。また、pH と EC (図 6) のプロファイルと比較すると、pH が低い深度では EC が高くなる傾向も認められる。抽出水の pH の変動には水中に溶存している物質が関係しているため、多量の酸性のイオンが高濃度含まれることにより、pH が低くなっていると考えられる。

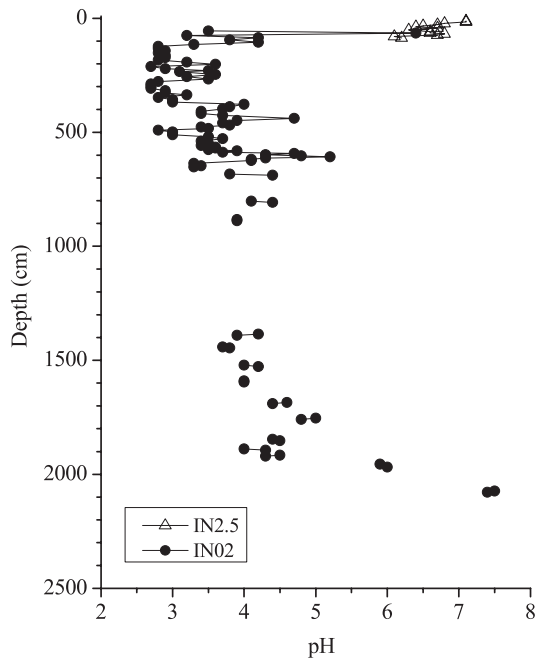


図 7 pH の鉛直プロファイル

4. 抽出水の溶存成分量の鉛直プロファイル

抽出水の溶存成分量の鉛直プロファイルについて、陰イオン (F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-}) を図 8a に、陽イオン (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) を図 8b に示した。なお、 NO_2^- , Br^- , Li^+ も測定したが、いずれの深度でも検出されなかった。

図 8a の陰イオンの鉛直プロファイルの特徴を述べると、 SO_4^{2-} 濃度が非常に高く、最大で約 7,900 mg/L となっている。これは一般の湖沼水や地下水ではもちろんのこと、温泉水や古海水でも見られないような高濃度である。次いで Cl^- が多く含まれているが、最大でも約 70 mg/L にとどまっており、 SO_4^{2-} と比べると 2 桁オーダーが異なる。 PO_4^{3-} は深度 1,900 cm 付近で高濃度を示し、深度

500 cm 付近でもやや高くなっているが、他の深度では殆ど含まれていない。プロファイル形状では、 F^- と SO_4^{2-} , NO_3^- は比較的似ており、表層で低く深度 600 cm 付近まで徐々に上昇し、そこから深層にかけて幾つかのピークを示しながら減少している。一方、 Cl^- と PO_4^{3-} は表層から 1,600 cm 深度までは低濃度で比較的安定しているが、それ以後ではやや高い値を示している。EC の鉛直プロファイル (図 6) と F^- , SO_4^{2-} , NO_3^- のプロファイルは、よく似た変動を示しており、特に SO_4^{2-} とはほぼ一致していることがわかる。

図 8b の陽イオンの鉛直プロファイルでは、すべてのイオン (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) で同様の形状を示す傾向が認められ、表層で低く深度 600 cm 付近まで徐々に上昇し、そこから深層にかけて減少している。個々の濃度では、 Ca^{2+} が最も高く、最大で 700 mg/L 前後の値を示す。次いで NH_4^+ と Mg^{2+} で最大約 300 mg/L であるが、全深度では Mg^{2+} のほうが若干高い。その次に高いのは Na^+ で最大約 200 mg/L で、 K^+ が最も低く最大約 60 mg/L となっている。 Ca^{2+} の濃度は一般的な湖沼水や地下水等と比べて高い値であるが、陰イオンの SO_4^{2-} 濃度に比べると割合としては低い。また、陽イオンの鉛直プロファイルの形状は陰イオンの F^- , SO_4^{2-} , NO_3^- のプロファイルの形状とよく似ており、EC のプロファイルともほぼ一致している。

抽出水の水質組成は、深度約 130 cm までは Na- SO_4 型が多くみられ、それよりも深い深度では Ca- SO_4 型が卓越している。水質組成が変化する深度は、EC や pH が急な変動を示す (EC は上昇し、pH は低下する) 深度よりも若干深いが、範囲としてはほぼ一致している。また、猪苗代湖の水質組成は Ca- SO_4 型であり (藪崎ほか, 2013)、湖底堆積物の表層付近の抽出水の水質組成とは異なっている。

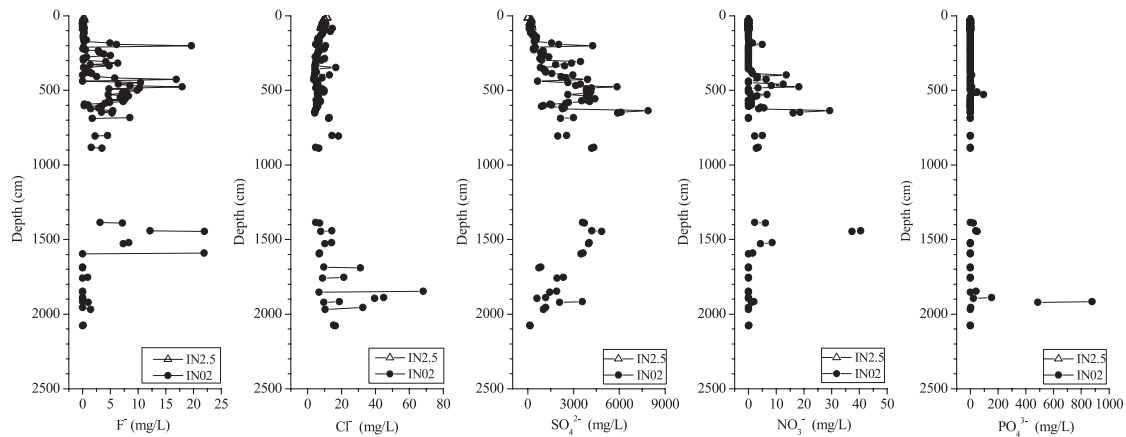


図 8a 水質（陰イオン）の鉛直プロファイル

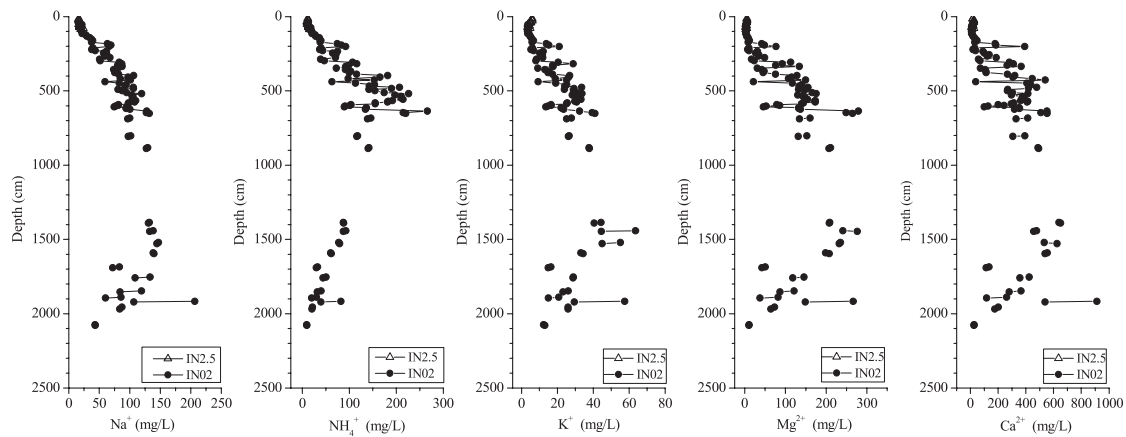


図 8b 水質（陽イオン）の鉛直プロファイル

5. 抽出水の水質の特徴とその形成に関する予察

ここでは、EC, pH, 水質組成の鉛直プロファイルの結果を併せて考察した結果について示す。EC の値の変動は溶存成分量の違いを反映しているため、EC とはプロファイルの形状が異なっている Cl^- と PO_4^{3-} を除く溶存成分が EC の濃度（プロファイル）を決定しており、特に全深度を通じて相対的に濃度の高い SO_4^{2-} が最も大きな影響を与えていると言える。

pH と溶存成分の関係について注目すると、地中水の pH が高い深度では SO_4^{2-} 濃度は低く、pH が低い深度では SO_4^{2-} 濃度が高くなっていることから、 SO_4^{2-} が pH の変動を決める要因となっていることを示唆している。湖底堆積物の表層付近

の地中水の pH は湖水の pH に近い値（7 前後）を示しており、湖底堆積物中に湖水が浸透している可能性も考えられるが、猪苗代湖の湖底面近くの湖水が pH5 前後を示していた 1980 年ごろでも、湖底堆積物中の表層付近の水は pH7 前後を示していたことが千葉（1987）によって報告されている。また、湖底堆積物の表層の地中水と湖水の水質組成はやや異なっている。このことから、湖底堆積物中の表層付近（湖水と直接接しているごく表層部分を除く）の pH が 7 前後を示すのは湖水の浸透の影響ではなく、別の要因が関与していると考えられる。言い換えれば、湖底堆積物中の表層付近で、地中水の pH を中性に保つ何らかの働きが生じていることになる。可能性として、湖底堆積物に含まれる物質や有機物の働きによる影

響が考えられるが、現時点では詳細は明らかになっていない。表層付近の地中水の pH が中性に近い値を保つメカニズムを明らかにすることにより、近年における湖水の pH 上昇の手がかりを得られる可能性が高く、この点においても湖底堆積物中の水質形成の要因を明らかにすることは重要である。今後は、湖底堆積物の地質や鉱物の化学的な組成との比較に加え、2013 年に猪苗代湖の 4 地点で新たに採取したコアの分析等を進め、この点について考察を進めてゆく予定である。

V. まとめ・今後の課題

猪苗代湖の湖底堆積物中の水を抽出し、地中水の水質等を測定したところ、以下のことが明らかになった。

- 1) 遠心分離法で抽出できた水分量は湖底堆積物の表層付近で多く、深部にゆくに従い少なくなっている。特に、約 5400 年前の沼沢一沼沢湖テフラ層に相当する深度 490~520 cm 付近の水分量は少なくなっている。
- 2) 湖底堆積物の抽出水の EC は、表層付近で 30 mS/m と低く、深度 20~115 cm までは 30~60 mS/m の範囲で変動しているが、深度 115~650 cm 付近までは深度と共に EC は上昇し、深度 630 cm で最大値の 590 mS/m を示している。深度 650~1,600 cm 付近までは EC は 250~400 mS/m で変動し、深度 1,600 cm 以深では徐々に低下している。EC の鉛直プロファイルと溶存成分の鉛直プロファイル (Cl^- と PO_4^{3-} を除く) はよく一致しており、EC は特に濃度の高い SO_4^{2-} の濃度を反映していることが示された。
- 3) 湖底堆積物の抽出水の pH は、表層付近では 6~7 の値を示し、深度 70 cm 以深で急に低下し、深度 70~400 cm では 2.5~3.5、深度 400~1,600 cm 付近では 3.5~5 で変動し、殆どの深度で 4 以下の酸性の値を示しているが、1,600 cm 以深では pH は徐々に上昇する傾向がみられ、2,000 cm 以深では表層と同じ 6~7 の値となっている。

また、地中水の pH が高い深度では SO_4^{2-} 濃度は低く、pH が低い深度では SO_4^{2-} 濃度は高いことから、 SO_4^{2-} が pH を低下させる要因となっていることが考えられる。

- 4) 表層付近の地中水の pH は湖水の pH に近い 7 前後の値を示しているが、先行研究と今回測定した水質組成の結果から、湖水の浸透の影響ではなく、湖底堆積物中の表層付近で地中水の pH を中性に保つ何らかの働きが生じていると考えられる。今後、湖底堆積物の地質や含有鉱物の化学的な組成との比較検討と、2013 年に新たに掘削した猪苗代湖のコアの分析等を実施し、この点について考察を進めてゆく予定である。

謝辞

本研究を実施するにあたり、コアの試料採取や水抽出用のサンプルの小分けなどの作業では、福島大学の中澤なおみさん、神野成美さん、金子翔平さんにご協力いただきました。遠心分離機については、福島大学うつくしまふくしま未来支援センターに設置されている装置を使用させていただきました。ここに記して、深く御礼申し上げます。

引用文献

- 安積疏水土地改良区 (2013) URL : <http://www.asakasosui.jp/> (2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 千葉茂樹・木村純一 (2001) 磐梯火山の地質と火山活動史—火山灰編年法を用いた火山活動の解析—, 岩石鉱物科学, 30, 126-156.
- 千葉 茂 (1987) 猪苗代湖をめぐる②湖水と流入河川の水質, アーバンクボタ, 26, 41-45.
- 中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会 (2005) 1888 磐梯山噴火報告書, 内閣府, 184p. URL :

- <http://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunn-okeishou/rep/1888--bandaisanFUNK/index.html>
(2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 藤田 豊・中村玄正・長林久夫・高橋迪夫・田野久貴・平山和雄・佐藤洋一 (2007) 猪苗代湖における湖底堆積層調査—堆積物から捉えた物質輸送と水環境の変遷—, 日本大学工学部紀要, 49, 41-48.
- 福島県環境センター (2011) 平成 22 年度猪苗代湖調査研究事業等報告書, 39p. URL : http://www.pref.fukushima.jp/kance/inawashiro/H22report_inawashiroko.pdf (2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 猪苗代盆地団体研究グループ編著 (1988) 磐梯山とその生い立ち, 文化書房博文社, 164p.
- 環境省環境管理局水環境部 (2003) 平成 14 年度公共用水域水質測定結果, URL : <http://www.env.go.jp/water/suiiki/h14/index.html>
(2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 環境省環境管理局水環境部 (2004) 平成 15 年度公共用水域水質測定結果, URL : <http://www.env.go.jp/water/suiiki/h15/index.html>
(2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 環境省 水・大気環境局 (2005) 平成 16 年度公共用水域水質測定結果, URL : <http://www.env.go.jp/water/suiiki/h16/index.html>
(2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 環境省 水・大気環境局 (2006) 平成 17 年度公共用水域水質測定結果, URL : <http://www.env.go.jp/water/suiiki/h17/index.html>
(2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編 (2005) 日本の地形 3 東北, 東京大学出版会, 355p.
- 国土交通省 (2013) 水管理・国土保全, URL : http://www.mlit.go.jp/river/pamphlet_jirei/bousai/saigai/kiroku/suigai/suigai_3-1-1.html (2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 国立天文台編 (2013) 理科年表プレミアム, URL : <http://www.rikanenpyo.jp/> (2014 年 1 月 20 日閲覧)
- 長橋良隆・廣瀬孝太郎 (2013) 猪苗代湖湖底堆積物の掘削の概要とコア試料の岩相層序, 福島大学地域創造, 24(2), 55-61.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2012) : 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 鈴木敬治・真鍋健一・阿久津 純・竹内貞子 (1981) 猪苗代湖の自然環境 1. 底質, 猪苗代湖の自然に関する総合研究グループ編, 福島大学特定研究 猪苗代湖の自然, 研究報告 No.2, 109-120.
- 鈴木敬治・真鍋健一・阿久津 純・竹内貞子 (1982) 猪苗代湖の自然環境 1. 猪苗代湖の底質, 猪苗代湖の自然に関する総合研究グループ編, 福島大学特定研究 猪苗代湖の自然, 研究報告 No.3, 185-193.
- 鈴木敬治 (1988) 猪苗代湖盆の形成史, 地学雑誌, 97, 271-278.
- 鈴木毅彦・木村純一・早田 勉・千葉茂樹・小荒井衛・新井房夫・吉永秀一郎・高田将志 (1995) 磐梯火山周辺に分布する広域テフラ, 地学雑誌, 104, 551-560.
- 藪崎志穂・安原正也・浅井和由・鈴木裕一・高橋浩・稲村明彦 (2013) 磐梯山とその周辺の水質, 同位体特性について, 福島大学理工学群共生システム理工学類 共生のシステム, 13, 58-75.
- 吉田英嗣 (2013) 磐梯火山・翁島岩屑なだれを生じた山体崩壊量の再検討 : 1888 年の崩壊との比較, 地形, 34(1), 1-19.