

## 猪苗代湖 2013 年ピストンコアの岩相層序と青灰色粘土の供給源

長橋良隆（福島大学・共生システム理工学類）・片岡香子（新潟大学・災害・復興科学研究所）・  
廣瀬孝太郎（福島大学・共生システム理工学類）・神野成美（福島大学・共生システム理工学  
類）・中澤なおみ（福島大学・共生システム理工学類）

### 要 旨

猪苗代湖の 4 地点（長瀬川沖 2 地点，野口記念館沖 1 地点，舟津沖 1 地点）において，2013 年秋に湖底堆積物を採取した．湖底堆積物の採取は，チューブ長 8 m のピストン式とチューブ長 1.6 m の水圧式を組み合わせで行い，湖底最表層部を含むコア長 6.7～8.4 m のコアを得た．長瀬川河口に近い 1 地点では，シルトを主体とするものの，変形構造や地すべり体と考えられる砂層や植物片濃集層が認められた．その他の 3 地点では，黒色と灰オリーブ粘土を主体としており，これら 3 地点間はテフラ層 (Hr-FP, Nm-NM, To-Cu) により相互に対比できる．また，主体をなす粘土とは色調が明瞭に異なる青灰色粘土を挟む．この青灰色粘土は，猪苗代湖北部の 3 地点では認められるが，南部の舟津沖では認められないことから，猪苗代湖の北方，長瀬川から猪苗代湖に流入したものと考えられる．

### I. はじめに

福島大学では，教育・研究プロジェクトとして「遷移途中にある自然環境を自然遺産として良好に保全するための研究モデルの策定－磐梯朝日国立公園の人間と自然環境系（生物多様性の保全）に関する研究－」（略称：磐梯朝日遷移プロジェクト）を 2012 年度から 4 年間の予定で実施している．プロジェクトの計画の一つとして，猪苗代湖の湖心部の湖底堆積物を湖上ボーリング掘削により 2012 年秋に採取した．この掘削と採取したコア試料の概要については，長橋・廣瀬（2013）ですでに報告している．また，2012 年に採取したコアは，猪苗代湖の形成史と古環境変遷史の解明を目的とし，それらの分析や解析が現在進行中である（廣瀬ほか，2013；行木ほか，2013；長橋ほか，2013；など）．それらの成果は，2015 年春にとりまとめて，報告する予定である．

猪苗代湖に関わる研究の 2 年目では，猪苗代湖内の 4 地点において，採取長 8 m 程度のコアを採取した．これらのコアでは，近傍火山からの火山泥流の流下と噴火活動との関係の解明，さらに火山活動によらない洪水履歴の解明を目的として

いる．採取地は，長瀬川河口沖の 2 地点 (St.1・2)，野口記念館沖の 1 地点 (St.3)，さらに湖南部の舟津沖の 1 地点 (St.4) の合計 4 地点である (図 1)．実際のコア採取作業は，復建調査設計株式会社が行った．

湖北部の長瀬川河口沖の 2 地点では，最近の数千年間に長瀬川を流下した火山泥流や非火山性の洪水の堆積物を捉えることができる．火山泥流は安達太良山を起源とするものと磐梯山を起源とするものがあると予想される．また火山泥流堆積物よりは高頻度で洪水堆積物が挟まると予想される．これらと野口記念館沖で採取するコアとを比較することで，火山泥流堆積物と洪水堆積物との区別，さらにそれらをもたらしたイベントの変遷と頻度について検証することができる．湖南部の舟津沖のコアでは，長瀬川から流下した規模の大きい火山泥流や，あるいは湖南岸から流入した洪水に由来した堆積物を捉えることができると予想される．

以上述べた 4 地点のコアおよび 2012 年に湖心部で採取したコアを組み合わせ，猪苗代湖に注いだ火山泥流の規模と頻度，さらに供給源となる

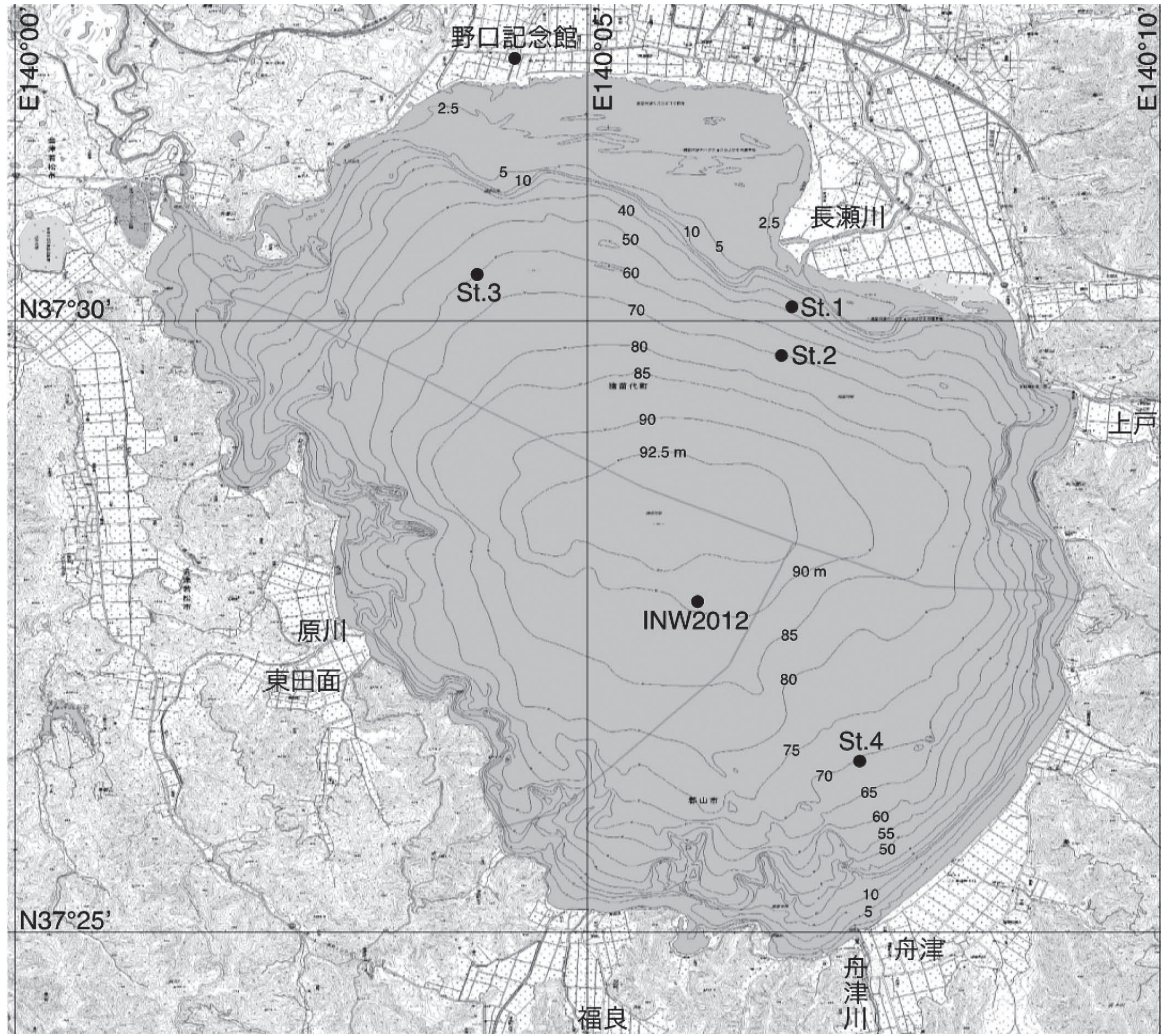


図1 2013年コア採取位置 (St.1~4) と INW2012 コアの採取位置

火山の特定、火山活動によらない洪水堆積物の規模と頻度を明らかにする。これらの結果は、今後の火山災害（火山泥流）予測や気候変化（降水量変化）と洪水頻度との予測などの基礎資料となる。

## II. コア採取地の概要とコアの採取方法

### 1. 湖底地形とコア採取地の概要

猪苗代湖は湖面標高 514 m であり、最深部は湖のほぼ中央部の水深 94 m である。猪苗代湖の北部は、水深 10m 位程度の浅瀬が棚状に広がるが、それ以外は岸から急激に水深を増し、水深 40 m 以深の範囲が大きいフライパン状の湖底地形を示す。

鈴木ほか (1990) によると、猪苗代湖の形成初期には、湖面標高が 535 m あり、磐梯山南麓の山

際まで湖水面が広がっていたと推定されている。

その後、湖水面は段階的に低下するが、始良-Tn<sup>あいら</sup>火山灰 (AT ; 町田・新井, 1992) の堆積 (約 3 万年前) の少し前から、湖北部 (現在の猪苗代町市街地) に粗粒碎屑物が供給・堆積し、北部水域を埋め立てた。現在の長瀬川は、猪苗代湖北部の東縁に近い位置に注いでいるが、過去の河道は猪苗代の低地の範囲で移り変わっていたことが分かっている (貞方, 1979)。一方、猪苗代湖の東・南・西岸は、上戸・舟津・福良・東田面に小さな低地があるものの、これらの低地は湖の沖へ張り出していない (図 1)。東・南・西岸は、丘陵と湖岸とが接しており、丘陵の延長としての尾根状の地形が湖まで延び、その間は谷状の地形 (おぼれ谷) となっているのが分かる (図 1)。

2013 年秋に採取したコアのうち St.1 は、現在の長瀬川河口の南、10~40 m 等深線の間隔が密な急斜面の先に位置する。よって、St.1 は湖に没した三角州(デルタ)の前置面(デルタフロント)付近にあると考えられる。また、この 10~40 m 等深線の北西端は、南西方向に急激に折れ曲がる(図 1)。このような 10~40 m 等深線の形態は、St.1 の東や St.3 の北にもあることから、この急斜面は湖底地すべりによるものではなく、河道の移動によるデルタの形成と時計回りの沿岸流との複合で形成された可能性を示す。St.2 は St.1 のさらに沖合にあるので、デルタの影響が直接的には及ばない位置にある。また、St.3 も St.2 と同様に、デルタフロントよりも沖合に位置するので、デルタの影響が直接的には及ばないと予想される。また、St.4 は、湖の南部の水深が深くなり、等深線の間隔が広がった比較的平坦な位置にある。

## 2. コアの採取方法

コア採取地の緯度・経度は RTK-GPS を用いて、また水深は重錐付巻尺を用いて測定した(表 1)。

湖底堆積物コアの採取は、1) ピストン式、2) 水圧式、3) 重力式(フレーガー式)の 3 種類の方法で採取した。

ピストン式コアリングは、シルトや粘土を主体とした細粒碎屑物を採取するのに適している。ピ

表 1 コア採取地の緯度・経度と水深

採取地点	緯度	経度	水深
St.1	37° 30' 08.9" N	140° 06' 44.5" E	44.1 m
St.2	37° 29' 43.6" N	140° 06' 40.6" E	68.3 m
St.3	37° 30' 23.9" N	140° 04' 01.8" E	59.0 m
St.4	37° 26' 26.3" N	140° 07' 23.3" E	67.7 m

ストンコアラーの構造とコアリングの流れを図 2 に示した。コアラー(コアリングチューブとウェイト)と天秤とはメインワイヤーで連結され、天秤の先にはパイロットウェイトが付けられている。作業台船上からワイヤーをくり出し、パイロットウェイトが着底すると、天秤が上がり、天秤からフックが外れてコアラーが自由落下し、コアリングチューブが湖底堆積物に貫入する。ワイヤー巻き上げを開始することにより、メインワイヤー先端のピストンが引かれ、チューブ内に生じる陰圧の作用によって、チューブが堆積物により深く貫入する。コアリングチューブは、アウターチューブ(ステンレス製)とインナーチューブ(ポリカーボネート製・内径 70 mm) が組になっており、これを 2 本連結し、8 m 長とした。

水圧式コアリングは、ピストン式コアリングによる湖底最表層部の堆積物採取を補完する目的で、本調査において新たに採用した採取方法である。この方法は、水圧式シンウォールサンプリングの原理を応用したものである。一般に行われている水圧式シンウォールサンプリングは、ボーリング孔に着底したサンプラーに対して、ボーリ

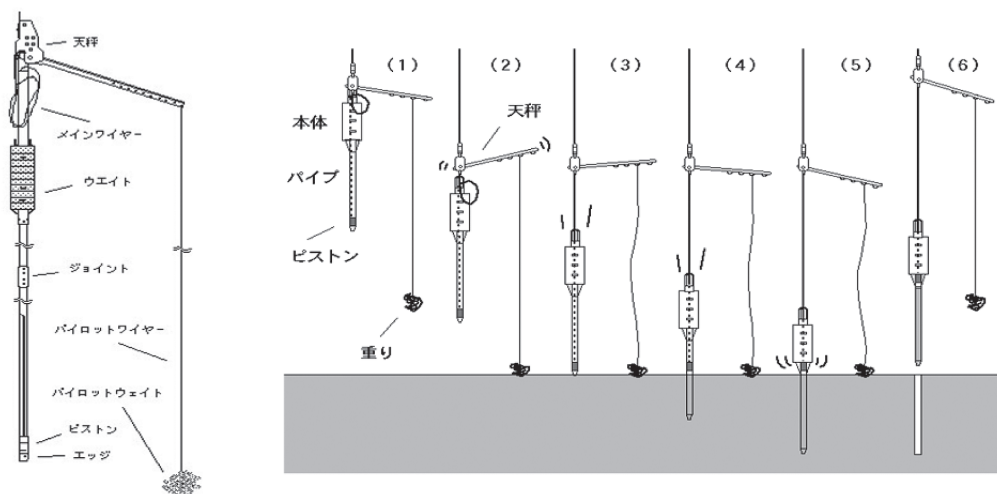


図 2 ピストン式コアラーとコアリングの概略



図 3 本調査で新たに採用した水圧式コアラー

グロッドを介して送水し、その水圧によりサンプリングチューブ（ステンレスライナー）を地層に静的に押し込むものである。今回適用した水圧式コアリングは、ボーリングロッドの代わりに高圧ホースを、サンプリングチューブには透明ポリカーボネートチューブ（長さ 1.6 m、内径 70 mm）を用いた。このコアラー本体を鉄製の外枠（図 3）に装着し、ワイヤー繰り出しによりサンプラーを湖底に着底・作動させた。なお、サンプラー着底時にその自重によりサンプラーが軟弱な湖底表層にめり込み、水圧式コアラーの先端が表層堆積物を攪乱する懸念が考えられた。それを回避するため、水圧式コアラーの先端を外枠下端より 20～40 cm 程度上げた位置に装着・固定し、採取作業を実施した。

重力式コアリングは、水圧式コアリングによって湖底最表層部が欠けることなく採取できたかを検証する目的で行った。重力式コアリングは、重錘を付けたコアラー（フレーガー式柱状採掘器）を用いたもので、この方法による湖底堆積物の採取は数多くの実績例がある。その方法は、コアラーをワイヤーで降下させた後、湖底直上で自由落下させ、その自重により湖底にコアラーを貫入させ、柱状試料を採取する方法である。本調査では、

表 2 コア採取方法と採取したコア長

採取地点	採取方法	採取長(m)	コア長(m)
St.1	ピストン式	6.90	6.50
	水圧式(1)	1.42	1.38
	水圧式(2)	1.37	1.11
	重力式	採取不可	
St.2	ピストン式(1)	7.31	6.70
	ピストン式(2)	7.50	6.96
	水圧式(1)	1.16	1.03
	水圧式(2)	1.28	1.19
St.3	重力式	0.35	0.26
	ピストン式	8.00	7.71
	水圧式(1)	1.53	1.47
	水圧式(2)	1.38	1.33
St.4	重力式	0.37	0.37
	ピストン式	8.00	7.43
	水圧式	1.42	1.39
	重力式	0.37	0.35

パイプ長 0.73 m、パイプ内径 42 mm のものを使用した。

以上述べた 3 種類の方法により、St.1～4 の 4 地点でコア試料を得た（表 2）。これらのコア試料は、油圧式の押し出し器により、チューブ内のコア試料を取り出した。表 2 のコア長とは、押し出したコア試料の実長であり、押し出しに伴う圧密により採取長よりも若干短くなっている。

### III. St.1～St.4 コアの岩相層序

#### 1. 湖底最表層部採取の評価

ピストン式コアリングは、貫入する際に湖底最表層部がうまく採取できないことやチューブ長よりも深く貫入したために湖底最表層部が欠如することがある。表 2 のピストン式コアリングによる採取長が 8 m となっているのは、チューブ長よりも深く貫入したためである。水圧式コアリングは、それを補完する目的で行ったため、まず水圧式コアリングで湖底最表層部が欠けることなく採取できているのかを確認する必要がある。

図 4 は、St.4 の湖底最表層部のコア写真と軟 X 線像である。水圧式コアリングによるコア最上部 1 cm 程度は、黄褐色を呈した粘土からなり、これは湖底最表層部の酸化層と考えられる。また、その下位の黒色粘土と灰オリーブ色粘土は、基本

的に水平に近い構造を持ち、また重力式コアリングによるコアも同様な構造をもっている(図4)。これらのことから、水圧式コアリングによって採取したコアは、湖底最表層部が採取できており、またコアリングによる構造の乱れも認められないと考えて良い。

## 2. 岩相層序の概要

押し出したコア試料は、金属製のワイヤーを用いてコアの断面が観察できる形状に半割し、写真撮影と岩相記載を行った。岩相の観察は主に肉眼で行い、色調・粒度・堆積構造等を記載した。構成物質については、実体顕微鏡および偏光顕微鏡を用いて同定を行った。また、長辺 25 cm・短辺 5 cm・厚さ 1 cm の透明ケースにコアを入れ込み、軟 X 線像を撮影した。軟 X 線像の撮影は、福島大学行政政策学類の軟 X 線撮影装置(ソフテックス株式会社製・SOFTEX M-150W)を用いた。

まず、各地点の岩相層序を組み立てるには、水圧式コアとピストン式コアを対比する必要がある。これについては、黒色粘土と灰オリーブ粘土の重なりパターン、砂層やテフラ層などの特徴的な岩相を鍵として対比した。具体的には、St.1では未分解の植物片濃集層と砂層を、St.2では砂層と特徴的な青灰色を呈する粘土を、St.3とSt.4では榛名二ツ岳伊香保テフラ層(Hr-FP:早田, 1989)を鍵として水圧式コアとピストン式コアを対比し、柱状図を作成した(図5)。以下、地点

ごとに、岩相層序の概要を記述する。

St.1: 深度 0~0.87 m は、植物片を含む極粗粒砂や中粒砂からなる。深度 0.87~2.22 m は、粘土あるいはシルトを主体とし、中粒~細粒砂の薄層を挟む。また、深度 1.17~1.24 m は青灰色粘土からなり、深度 1.54~1.76 m 部は塑性変形した構造を示す。深度 2.22~2.59 m はシルトを主体とし、塑性変形した構造を示す。この部分の岩相は、先に述べた上位の塑性変形した部分と似ている。深度 2.59~4.25 m はシルトを主体とし、植物片濃集層や極細粒砂や中粒砂の薄層を挟む。また、深度 2.67~2.76 m と 2.78~2.80 m は青灰色粘土からなる。深度 4.25~4.57 m は、葉などの植物片濃集層からなり、部分的にシルト~極粗粒砂を含む。深度 4.57~6.75 m は主にシルトからなり、極粗粒砂や細粒砂の薄層を挟む。深度 5.45 m・5.66 m・6.28 m 付近は、比較的固結が進んだシルトと植物片濃集層とが不規則な境界で接しており、深度 5.45~5.66 m のシルトと 6.28 m 以深のシルトとは岩相が似ていることから、これらの境界はデルタプレーンからデルタフロントにおけるすべり面の可能性がある。なお、深度 4.25~6.28 m の植物片濃集層は、未分解の葉や水生植物?の茎からなり、また圧密による植物片の変形も認められないことから、その上下位の植物片濃集層とはやや様相が異なる。

St.2: 深度 0~6.85 m は粘土を主体とし、極細粒砂から粗粒砂の薄層と 4 層のテフラ層を挟む。テ

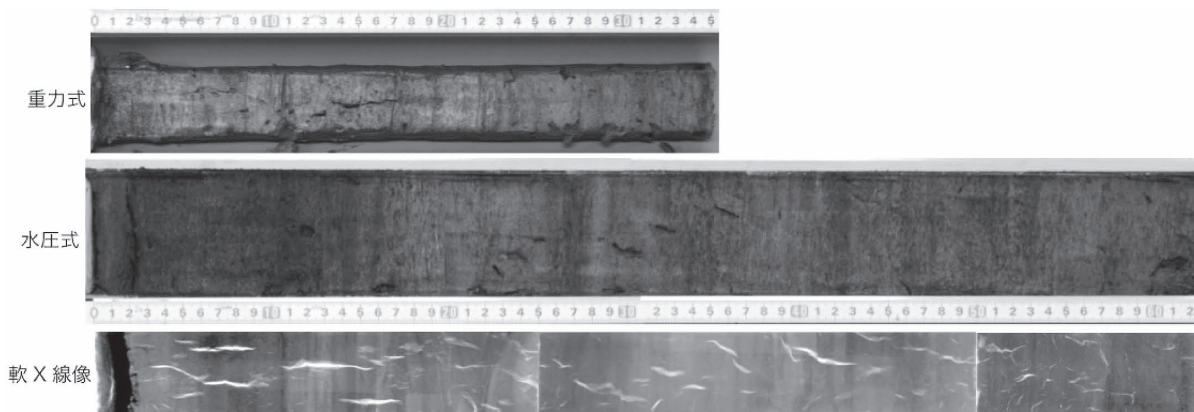


図4 St.4における重力式・水圧式コアリングによるコア最上部と軟X線像

フラ層は上位より順に、基底面深度 2.56 m (層厚 1.5 cm, 細粒砂サイズの結晶火山灰), 基底面深度 5.54 m (層厚 11 cm, 下部は粒径数 mm の軽石, 上部は中粒砂サイズからシルトサイズに上方細粒化するガラス質火山灰), 基底面深度 5.82 m (層厚 0.9 cm, 極細粒砂サイズのガラス質火山灰), 基底面深度 5.91 m (層厚 0.1 cm, 細粒砂サイズのスコリア質火山灰) に挟まる. テフラ層の層相と層序から, これらは, Hr-FP (あるいは榛名ニツ

岳洪川テフラ層, Hr-FA : 早田, 1989) に, 沼沢-沼沢湖テフラ (Nm-NM : 鈴木・早田, 1994) に, 十和田湖起源の中坩テフラ層 (To-Cu : 早川, 1983) に, 猪苗代湖 INW2012 コアの INW-A0566 (廣瀬ほか, 投稿中) にそれぞれ対比される. また, このコアでは, 青灰色粘土を多数挟むことが特徴でもある. 青灰色粘土は, 上位より順に, 基底面深度 1.03 m (層厚 2.0 cm), 基底面深度 1.56 m (層厚 1.0 cm), 基底面深度 2.16 m (層

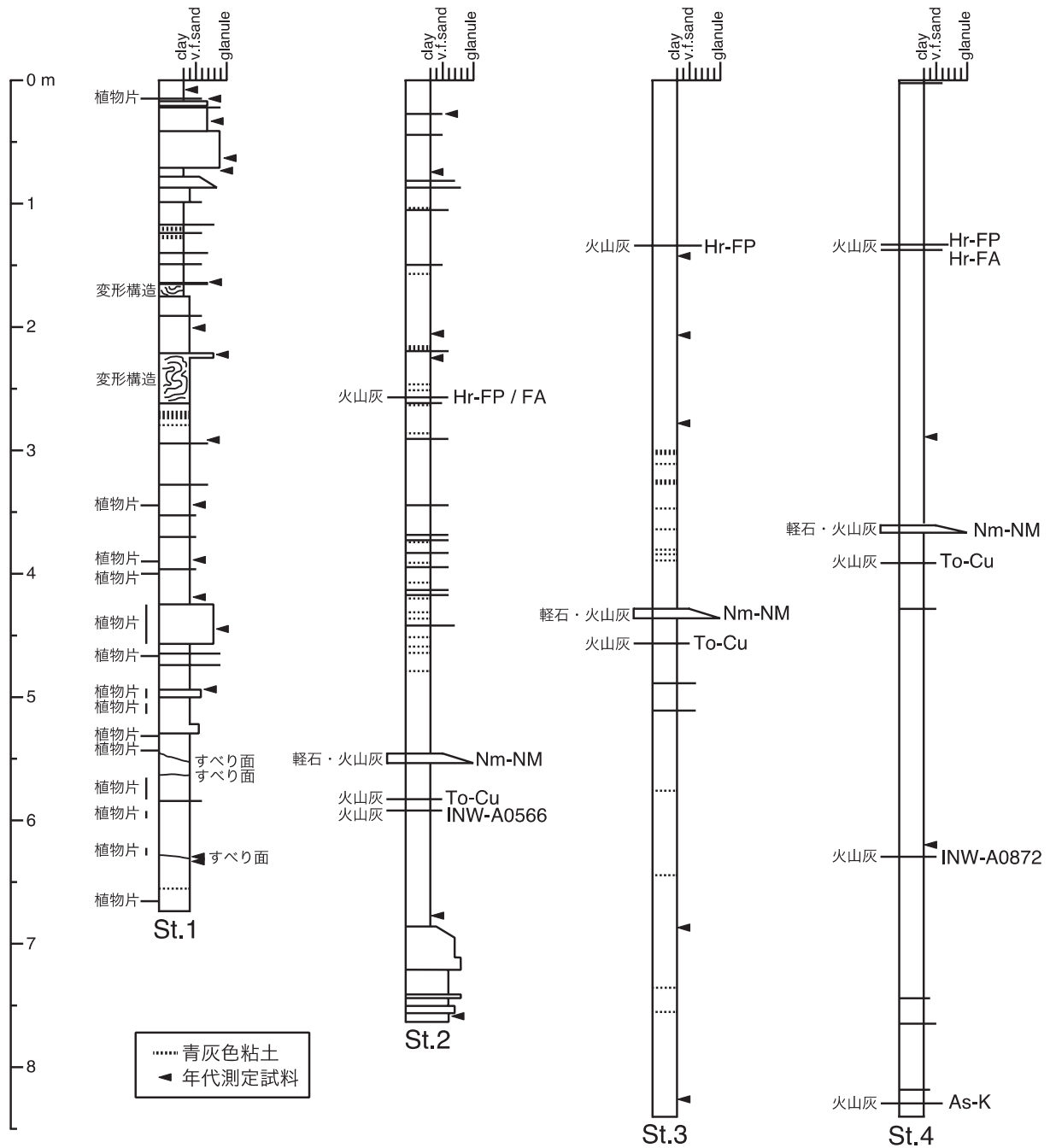


図5 St. 1 から 4 の岩相柱状図

厚 4.0 cm), 基底面深度 2.46 m (層厚 0.5 cm), 基底面深度 2.50 m (層厚 1.5 cm), 基底面深度 2.62 m (層厚 1.0 cm), 基底面深度 2.85 m (層厚 2.6 cm), 基底面深度 3.73 m (層厚 0.1 cm), 基底面深度 3.90 m (層厚 1.0 cm), 基底面深度 4.06 m (層厚 1.7 cm), 基底面深度 4.19 m (層厚 0.4 cm), 基底面深度 4.31 m (層厚 0.8 cm), 基底面深度 4.35 m (層厚 0.5 cm), 基底面深度 4.50 m (層厚 1.0 cm), 基底面深度 4.58 m (層厚 0.6 cm), 基底面深度 4.63 m (層厚 0.7 cm), 基底面深度 4.78 m (層厚 0.5 cm) に挟まり, 合計 17 層が認められた.

深度 6.85~7.63 m は, 比較的淘汰の良い粗粒~中粒砂, あるいは植物片を多く含む中粒砂からなる.

St. 3 : 深度 0 m からコア基底の 8.41 m まで, 粘土を主体とし, 細粒砂の薄層と 3 層のテフラ層を挟む. テフラ層は上位より順に, 基底面深度 1.34 m (層厚 0.3 cm, 中粒砂サイズの軽石質火山灰), 基底面深度 4.39 m (層厚 12 cm, 下部 2 cm は粒径数 mm の軽石, 上部は中粒砂サイズからシルトサイズに上方細粒化するガラス質火山灰), 基底面深度 4.56 m (層厚 0.3 cm, 極細粒砂サイズのガラス質火山灰) に挟まる. これらは, Hr-FP に, Nm-NM に, To-Cu にそれぞれ対比される. また, 青灰色粘土は, 上位より順に, 基底面深度 3.01 m (層厚 5.4 cm), 基底面深度 3.11 m (層厚 4.0 cm), 基底面深度 3.33 m (層厚 6.8 cm), 基底面深度 3.48 m (層厚 0.3 cm), 基底面深度 3.64 m (層厚 0.5 cm), 基底面深度 3.81 m (層厚 0.3 cm), 基底面深度 3.85 m (層厚 0.5 cm), 基底面深度 3.89 m (層厚 1.9 cm), 基底面深度 5.77 m (層厚 0.3 cm), 基底面深度 6.45 m (層厚 0.5 cm), 基底面深度 7.36 m (層厚 1.2 cm), 基底面深度 7.56 m (層厚 0.4 cm) に挟まり, 合計 12 層が認められた.

St. 4 : 深度 0 m からコア基底の 8.40 m まで, 粘土を主体とし, 細粒砂や極細粒砂の薄層をわずかに挟む. 6 層のテフラ層が挟まれ, 上位より順に,

基底面深度 1.34 m (層厚 0.8 cm, 中粒砂サイズから細粒砂サイズに上方細粒化する軽石質火山灰), 基底面深度 1.38 m (層厚 0.2 cm, 細粒砂サイズのガラス質結晶火山灰), 基底面深度 3.67 m (層厚 8 cm, 下部 2 cm は粒径数 mm の軽石, 上部は粗粒砂サイズから極細粒砂サイズに上方細粒化するガラス質火山灰), 基底面深度 3.99 m (層厚 0.4 cm, 極細粒砂サイズのガラス質火山灰), 基底面深度 6.29 m (層厚 0.3 cm, 極細粒砂サイズのガラス質結晶火山灰), 基底面深度 8.29 m (層厚 1.5 cm, 中粒砂から細粒砂に上方細粒化する軽石質火山灰) に挟まる. これらは, Hr-FP に, Fr-FA に, Nm-NM に, To-Cu に, 猪苗代湖 INW2012 コアの INW-A0872 (廣瀬ほか, 投稿中) に, 浅間草津テフラ層 (As-K : 町田・新井 1992) にそれぞれ対比される.

### 3. 青灰色粘土の供給源について

この報告では, 青灰色粘土と一括して記述したが, 実際には, 岩相上区別できない均質なものと色調や粒度が若干異なる薄層が重なったものなどがある. それらを詳細に記載し, 青灰色粘土の堆積過程について検討することがまず必要であるが, それは別稿に譲る.

ここでは青灰色粘土の岩相上の特徴, 挟在層準などから, 青灰色粘土の堆積場の変遷および供給源について予察的に述べる. まず, 特徴的な青灰色を呈することは, 湖底堆積物の主体をなす粘土と構成物質が異なることを示唆する. そのため, 青灰色粘土は, 湖底内の地すべりや混濁流 (turbidity current) に由来するのではなく, 外来からの, つまり陸域から猪苗代湖に流入したと考えるのが妥当である. また, 湖南部の St.4 では, 青灰色粘土を挟まないことから, この地点に粘土を含む流れが到達していないことを示す. さらに, St.1 と 2 の層序を比較すると, St.1 に挟まる青灰色粘土の数は少ないものの, その層厚が厚いことから, St.1 がより供給源に近い位置にあ

ることを示唆する。すなわち、猪苗代湖北方の陸域が供給源であることを示している。

同じような堆積環境と考えられる St.2 と 3 の層序を比較すると、Nm-NM のやや上位に青灰色粘土が多数挟まるのは共通するが、Hr-FP から上位の青灰色粘土は St.2 にしか認められない。このことは、青灰色粘土の流入口が猪苗代湖の北西部から現在の長瀬川へと東に固定したことを示している可能性が高い。

なお、湖心部の INW2012 コアにも青灰色粘土が挟まる（例えば、Hr-FP のやや上位に挟まる）。これらのことから、青灰色粘土を含む流れが猪苗代湖北方の陸域から流入し、そのうちの一部は湖北部だけでなく湖心部にまで到達した可能性を示している。

#### IV. まとめ

2013 年秋に猪苗代湖内の 4 地点において、コア長 6.7~8.4m の湖底堆積物コアを採取した。この報告では、コアの採取方法と岩相の概略について記述した。また、青灰色粘土の供給源について予察的に検討し、猪苗代湖北方の陸域からもたらされた可能性が高いことを述べた。2013 年に採取した 4 地点のコアは、陸域から流入する碎屑物の供給源やその成因を検討するうえで貴重な情報を保持している。

#### 謝辞

福島大学におけるコアの処理と試料採取等の作業は、福島大学の庄司美由さんと清川明莉さんに手伝っていただいた。また、猪苗代湖の湖底堆積物の掘削と研究に関わって、以下の諸機関から許可や協力をいただいている。ここに記して謝意を表する。

環境省、福島県生活環境部、福島県環境センター、福島県会津若松建設事務所、福島県県中建設事務所、福島県猪苗代土木事務所、会津若松市、郡山市、猪苗代町、猪苗代・秋元漁業協同組合、

磐梯観光船株式会社、猪苗代湖の自然を守る会、(株)ニチレイ。

#### 引用文献

- 早川由紀夫 (1983) 十和田火山中楸テフラ層の分布、粒度組成、年代。火山, 28, 263-273.
- 廣瀬孝太郎・長橋良隆・中澤なおみ (投稿中) 福島県猪苗代湖の湖底堆積物コア (INW2012) の層序と年代。第四紀研究.
- 廣瀬孝太郎・後藤敏一・長橋良隆 (2013) 福島県猪苗代湖の湖底堆積物コア試料 (INW2012) に産出する珪藻。日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, 131-131.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 276p, 東京大学出版会.
- 行木勝彦・井内美郎・長橋良隆 (2013) 福島県猪苗代湖湖底堆積物に記録された歴史的な古地震記録および古洪水の記録。第 23 回環境地質学シンポジウム論文集, 201-207.
- 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, 55-61.
- 長橋良隆・廣瀬孝太郎・中澤なおみ (2013) 福島県猪苗代湖の湖底堆積物 (INW2012) コア試料の岩相層序とバーコード様堆積物の化学的特徴。日本第四紀学会講演要旨集, no.43, 50-51.
- 貞方 昇 (1979) 裏磐梯泥流による長瀬川沖積地の地形変化。地理科学, 31, 1-9.
- 早田 勉 (1989) 6 世紀における榛名火山の 2 回の噴火とその災害。第四紀研究, 27, 297-312.
- 鈴木毅彦・早田 勉 (1994) 奥会津沼沢火山から約 5 万年前に噴出した沼沢-金山テフラ。第四紀研究, 33, 233-242.
- 鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允 (1990) 猪苗代湖盆の起源と地史の変遷。井内美郎・徳岡隆夫・高安克己・安間 恵・牧野泰彦・楡井 久編「湖沼の成因と環境・地質」, 地質学論集, no.36, pp.151-166, 日本地質学会.