

## 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・古洪水の記録

行木勝彦<sup>1</sup>・井内美郎<sup>2</sup>

1:早稲田大学 大学院人間科学研究科 〒359-1192 埼玉県所沢市三ヶ島 2-579-15

2:早稲田大学 人間科学学術院 〒359-1192 埼玉県所沢市三ヶ島 2-579-15

## Sedimentary record of historic earthquakes and floods in Lake Inawashiro, Fukushima, Japan

Katsuhiko NAMEKI<sup>1</sup> and Yoshio INOUCHI<sup>2</sup>

1: Graduate School of Human Sciences, Waseda University, Mikajima 2-579-15, Tokorozawa, Saitama, 359-1192 Japan

2: Faculty of Human Sciences, Waseda University, Mikajima 2-579-15, Tokorozawa, Saitama, 359-1192 Japan

### Abstract

Lake-bottom drilling at the central part of Lake Inawashiro was carried out by the member of Fukushima University in the fall of 2012 and about 30m long sediment was recovered. We analyzed uppermost 1.99m sediment and some event layers were correlated to historic earthquake and flood events. The sediment was composed chiefly of dotted greenish grey silty clay intercalated by thinly banded dark layers. Brownish grey silty layer is intercalated at depth of 35 to 43cm. Soft X-ray photo shows several dark layers which imply less transparency of soft X-ray. Sediment samples were taken at each 5mm depth. And water content and grain size were measured at 1cm interval. The result shows existence of several event layers which show lower water content and coarser grain size. At depth of 35 to 43cm mudflow sediment from Nagase River, after Mount Bandai's eruption, was recognized. Mass sedimentation rate was measured based on the age of Mount Bandai's eruption and Hr-FP tephra, and sedimentation age of each event layers were estimated. The result shows existence of event layers of the off Pacific coast of Tohoku Earthquake in 2011, Jogan Earthquake in 869, and flood caused by Typhoon Kathleen in 1947.

**Keyword:** Lake Inawashiro, event layers, historic earthquake, historic flood, turbidite, hyperpycnite

### はじめに

自然災害の被害軽減のためには、過去に発生した地震・津波・洪水などの頻度・規模・被害範囲をより正しく認識することが必要である。歴史時代においては、これら自然災害の記録は古文書などの文献資料や災害記念碑などに残されている。しかし、地震が引き起こす津波や火災、洪水等によって文献資料や災害記念碑などが失われる場合も少なくない(例えば、伊藤ほか, 2005)。また、先史時代においては、その記録すら残されていない。一方、湖底堆積物には古環境記録が残されているとされ、近年の研究では、湖水面変動や気候変動のほか地震・津波・洪水などの災害イベントについての研究もなされている(例えば、井内ほか, 1993; 井内, 2000)。

本研究では、湖底堆積物からイベント堆積物を識別し、その発生要因を地震起源と洪水起源に区分して歴史的な古地震や古洪水の記録との対応を検討することによって、古文書等には記載がない記録を補完すること、および記録が残されていないより古い時代まで遡って災害史の復元をする手法を確立することを目的とした。さらに、地震起源のイベント堆積物については、それを発生させる地震震度下限閾値(しきいち)を推定した

### 調査域概説

今回調査対象とした猪苗代湖は福島県のほぼ中央に位置

する日本で4番目に広い湖で、面積103.3km<sup>2</sup>、貯水量38.6億m<sup>3</sup>、最大水深約94m、湖周55.3km、流入河川は大小21本である(宮路ほか, 2008)。猪苗代湖の北方に磐梯山があり、1888年の噴火で真北に流出した土石流が長瀬川及び中小河川を塞ぎ止め、桧原湖をはじめ裏磐梯湖沼群と呼ばれる多数の湖沼が形成された(菊地ほか, 2010)。

### 調査・研究方法

#### 試料採取

本研究の対象とする猪苗代湖湖底堆積物「IWコア」は、猪苗代湖の湖心域で最深部に近い、北緯37.4572°:東経140.0929°:水深約90m(長橋ほか, 2013)において、2012年に福島大学共生システム理工学類の長橋教授らの研究グループによって掘削された。掘削作業は、2012年9月6日~2012年11月8日にかけて行われた。フロートを組み合わせた台船を固定し、台船上に組んだやぐらに設置したボーリングマシンからサンプリングチューブを水圧で押し込む方法で湖底堆積物を採取した(長橋ほか, 2013)。今回の掘削で得られた約30mの湖底堆積物のうち、表層部1.99mのIN1.5-01Aコア・IN1.5-01Bコア・IN2-01Bコアを半割したものを岩相対比に基づいて1本の統合的なコアとしたものが「IWコア」である。

#### 分析・測定方法

掘削された湖底堆積物は福島大学に搬入され、サンプリ

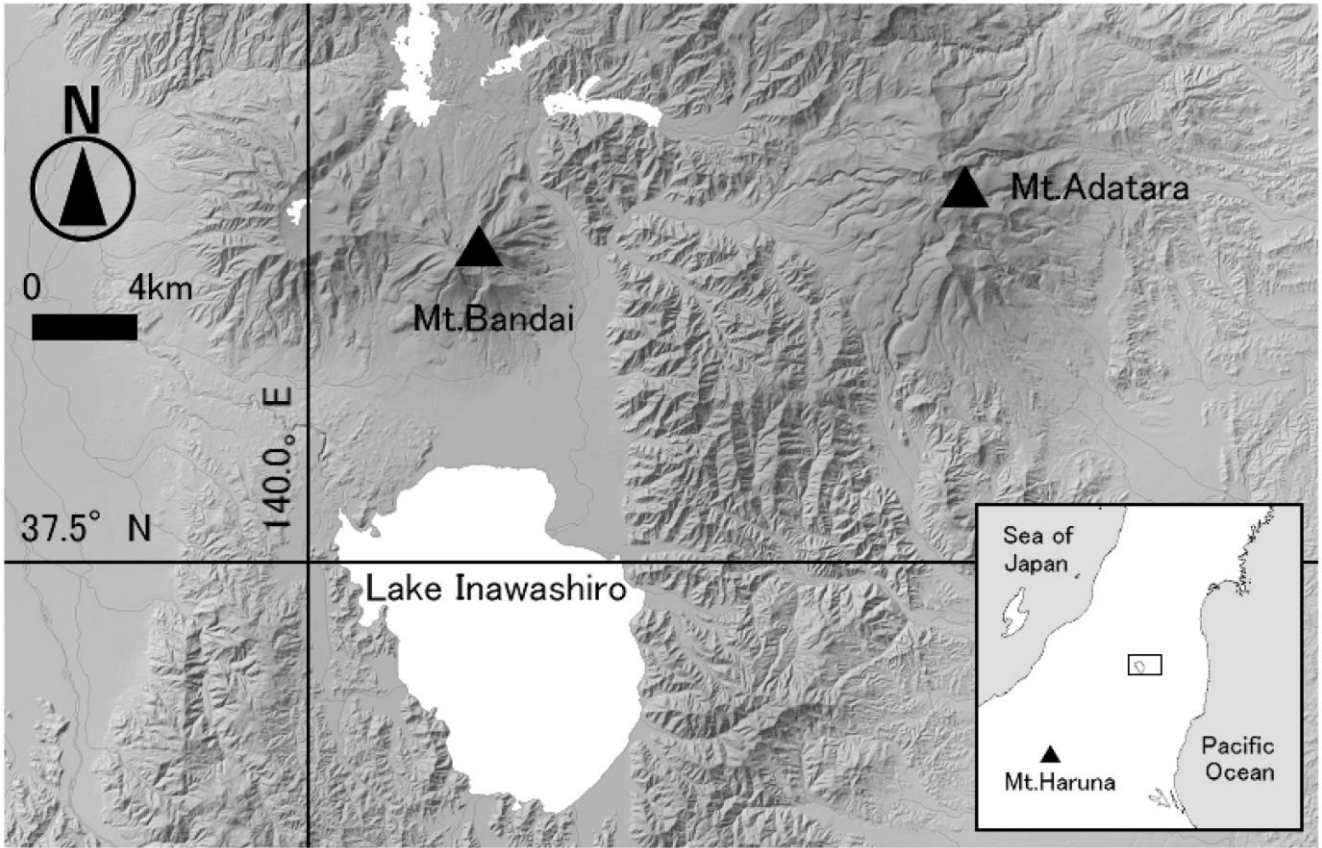


Fig.1 Location of Lake Inawashiro, shown on a base map from the Denshi Kokudo Web System provided by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

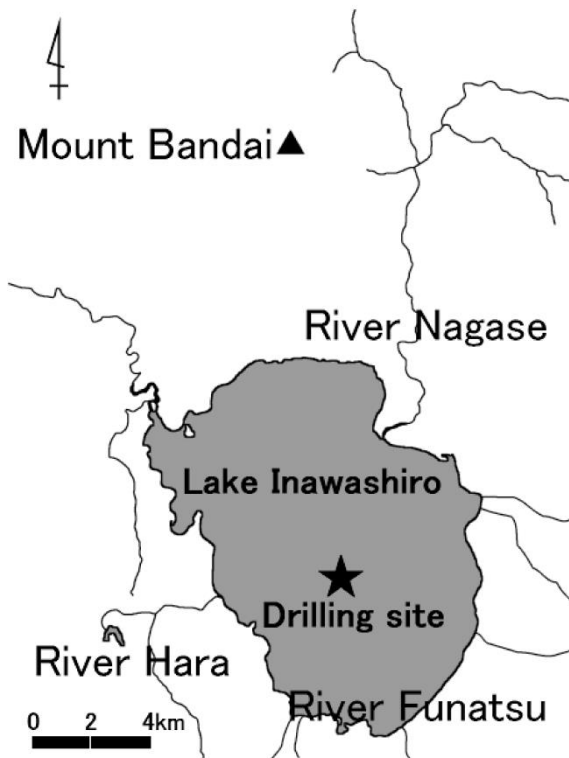


Fig.2 Drilling site of IW Core (37.4572°N, 140.0929°E).

ングチューブから半裁した塩ビパイプに押し出し、ワイヤーを使用して半割した。

**色相分布・堆積構造・粒度の記載:** 半割した湖底堆積物は、空気に触れることで酸化され時間の経過とともに色相が変化する。色相分布や堆積構造の特徴を記載するために OLYMPUS 社製デジタルカメラ TG-620 で写真を撮影した。写真撮影後、IN1.5-01A・IN1.5-01B コアを真空パックで酸化を防ぐ状態にして持ち帰り、肉眼による色相分布・堆積構造の特徴と粒度の分布を記載した。また、IN2-01B コアは福島大学においてL字アングル (Uチャンネル) に切り出されたものを真空パックで密封した。その後、試料を 0.5cm ごとに分取した。

**軟X線写真撮影:** 半割した試料のもう一方から、長さ 25cm × 幅 5cm × 厚さ 1cm の透明プラスチックケースに試料を取り、軟X線発生装置 M-150W-S (ソフテックス株式会社製) を電圧 38KV・電流 1mA に設定後 1 秒間照射して軟X線写真を撮影した (長橋ほかによる)。

**粒度測定:** 分取した試料について層厚 1.0cm 間隔で粒度測定を行い、測定結果よりイベント堆積物と考えられる層準の上下近傍層準については、時間分解能を上げるために層厚 0.5cm 間隔で追加測定を行った。初めに試料中の有機物を分解するための前処理を行った。ポリプロピレンビーカーに試料 10g~15g を取り、過酸化水素水(H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>)15%溶液を 30ml~40ml 加えて攪拌した。その際、1~2 日経過しても

発泡があれば、さらに過酸化水素水を 20ml~30ml 加えて攪拌した。次にレーザー散乱・回折式粒度分布測定装置 Mastersizer2000 (Malvern Instruments 社製) を使用し、粒度測定を行った。前処理後の上澄みを捨て、蒸留水を 20ml 加え、超音波装置で 3 分~5 分攪拌した。続いて純水を 1000ml 入れ、攪拌 750rpm, ポンプ 1500rpm に設定し、バックグラウンドの測定後に散乱強度が 11%になるまで試料を入れ、サンプルおよびブルーライトは屈折率 1.52, 吸収率 0.1 と設定し、分散剤(water)の屈折率を 1.33 と設定して粒度を測定した。その後、測定結果の粒度分布から中央粒径 (50 パーセントイル d(0.5)) を求め、さらにその平均値と標準偏差を求めた。

## 結果

### 写真 (色相分布)・堆積構造

堆積物は暗緑灰色 (マンセル表色系: 5YR 2/1) シルト質粘土が主体で、直径数ミリメートル以下の黒色の斑点が点在し、暗色部 (マンセル表色系: 5Y 2/1) が縞状に分布する。湖底から深度 35cm~43cm には灰褐色 (マンセル表色系: 5YR 4/1) のシルト層が確認できる (Fig.3)。また、深度 178cm には榛名二ツ岳伊香保テフラ (Hr-FP), 深度 182cm には榛名二ツ岳洪川テフラ (Hr-FA) が確認されている (廣瀬ほか, 2014)。

### 軟 X 線写真

軟 X 線写真において、暗色を示す層は X 線の透過率が低い層である。肉眼では均質に見える層準でも軟 X 線写真ではラミナが確認できるものもあった。IW コアでは、深度 0cm~10.5cm, 29.5cm~30cm, 33.5cm~34cm, 34.5cm~39cm, 49.5cm~52cm, 68.5cm~70cm, 70.5cm~71cm, 75.5cm~76cm, 77.5cm~79cm, 80cm~82.5cm, 84.5cm~86cm, 111.5cm~112cm, 113.5cm~115cm, 124.5cm~125cm, 128.5cm~136cm, 137.5cm~138cm, 142.5cm~143cm, 156.5cm~160cm, 164cm~166cm, 172.5cm~180cm, 181.5cm~182cm, 196.5cm~200cm に暗色の層が、また深度 17.5cm~18cm, 18.5cm~20cm, 23.5cm~25cm, 43.5cm~44cm, 47.5cm~48cm, 58.5cm~59cm, 61.5cm~62cm, 63.5cm~64cm, 65.5cm~66cm, 90.5cm~91cm, 97.5cm~102cm, 102.5cm~103cm, 105.5cm~108cm, 109.5cm~110cm, 118.5cm~124cm, 161.5cm~162cm, 183.5cm~189cm, 192.5cm~196cm にやや暗色を示す層が観察された (Fig.3)。

### 粒度

過酸化水素水による有機物分解前処理時に深度 41cm~41.5cm, 93.5cm~94cm, 94.5cm~95cm, 127.5cm~128cm, 164.5cm~165cm, 165cm~165.5cm では通常より強い発泡がみられたほか、53.5cm~54cm, 113.5cm~114cm, 115.5cm~116cm で植物片が確認された。粒度は最上部から深度 11cm にかけて緩やかに上方粗粒化し、深度 11cm~11.5cm で急激に粗粒化する。深度 15cm~65cm は変動が大きい緩やかに上方細粒化し、深度 65cm~深度 125.5cm までは緩

やかに上方粗粒化している。深度 125.5cm~134cm にかけて上方粗粒化し、深度 177cm~178cm の Hr-FP を挟んで深度 134cm から最下部まではほぼ一定であるという変化が確認できた (Fig.3)。Hr-FP を除いた中央粒径の平均値は 7.5  $\mu\text{m}$ , 標準偏差 ( $\sigma$ ) は 1.9  $\mu\text{m}$  である。ある層準に着目し、その上下の層準より  $2\sigma$  以上大きな値を示したのは深度 0.5cm~1cm (T1: 以下同様にイベントNo.), 7.5cm~12cm (T2), 32.5cm~45cm (H2), 70.5cm~71cm (T5), 124.5cm~135cm (H8) であり、 $1\sigma$  以上大きな値を示したのは 17.5cm~25.5cm (H1), 112.5cm~119cm (H7), 160.5cm~161cm (T13), 166.5cm~168cm (H9) であり、 $0.5\sigma$  以上大きな値を示したのは 29.5cm~30cm (T3), 75.5cm~89cm (H5), 96.5cm~105cm (H6), 135.5cm~140.5cm (T8), 140.5cm~145cm (T9), 145.5cm~148cm (T10) であり、 $0.5\sigma$  未満ではあるが相対的に大きな値を示しているのは 47.5cm~53cm (H3), 62.5cm~63cm (T4), 62.5cm~68cm (H4), 87.5cm~88cm (T6), 119.5cm~124.5cm (T7), 148.5cm~152cm (T11), 152.5cm~157cm (T12), 169.5cm~175cm (H10), 184.5cm~187cm (T14), 193.5cm~196cm (T15), 195.5cm~199cm (T16) であった。Table.1 に示したイベント層の深度範囲は X 線の透過状況も踏まえ判断しており、必ずしも先に記述した深度とは一致しない。

## 考察

### イベント堆積物の識別

堆積学辞典によれば、イベント堆積物とは「普通には、瞬間的、あるいは地学的に非常に短時間に起こる事件 (イベント)、たとえば、地震、津波、暴風、斜面崩壊、火山爆発、隕石落下などに際し、その作用あるいは直接の影響によって形成されて、その事件を記録する堆積物をいう。(志岐, 1998)」とされている。猪苗代湖の湖心に近い湖底堆積物は、通常時は一般に極細粒シルトが堆積しているが、地震による湖底斜面の崩壊や洪水の流入などにより、通常時とは異なる水理条件下での堆積物が供給される。この場合通常とは異なる粒子から構成され、形成された地層も密度や粒度が異なる可能性が高いので、粒度組成や X 線の透過率が異なることが考えられる。以上のことから、本研究では、軟 X 線画像による X 線の透過率の垂直変化や粒度プロフィールから、通常の湖底堆積物 (X 線の透過率が比較的高く、粒径が 5  $\mu\text{m}$ ~7  $\mu\text{m}$ ) 中に、以下のような T タイプと H タイプのやや粗粒な堆積物が挟まれていることを見出した。今回識別した、T タイプ (T と表示し、上位より番号を付けた) と H タイプ (H と表示し、上位より番号を付けた) の深度を Fig.3 および Table.1 に示した。

T タイプは、通常の湖底堆積物に比べて 14  $\mu\text{m}$  と粗く (Fig.3)、下部から上部に向かってスパイク状に粗粒化してから正級化をし、厚さが 1 cm~4cm と薄い。基底面がシャープで、X 線の透過率が上位へ向かい減じ、級化構造がみられる (Fig.4) ことから、タービダイト堆積物と考えられる。

H タイプは、通常の湖底堆積物に比べて 13  $\mu\text{m}$  と粗く

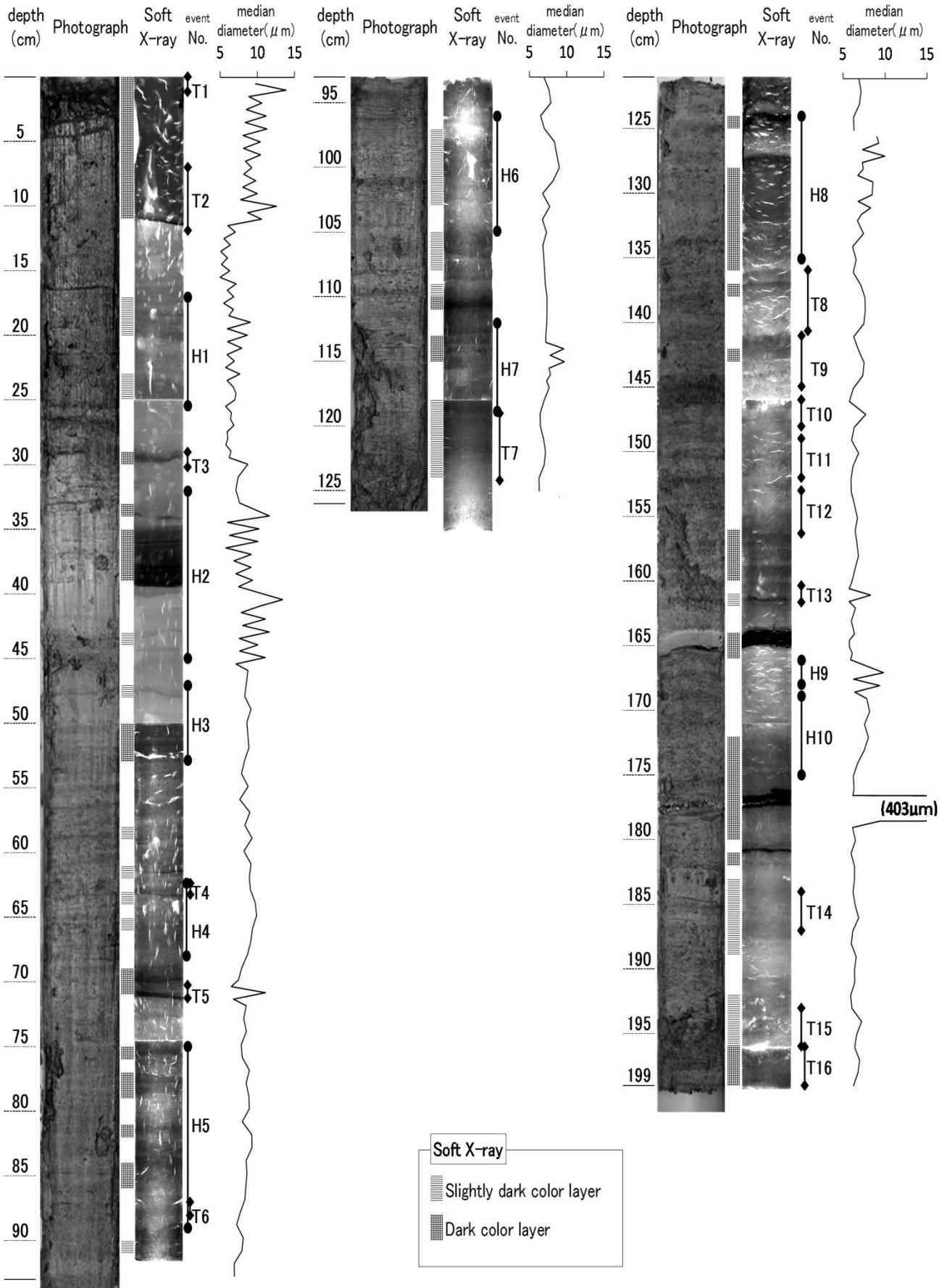
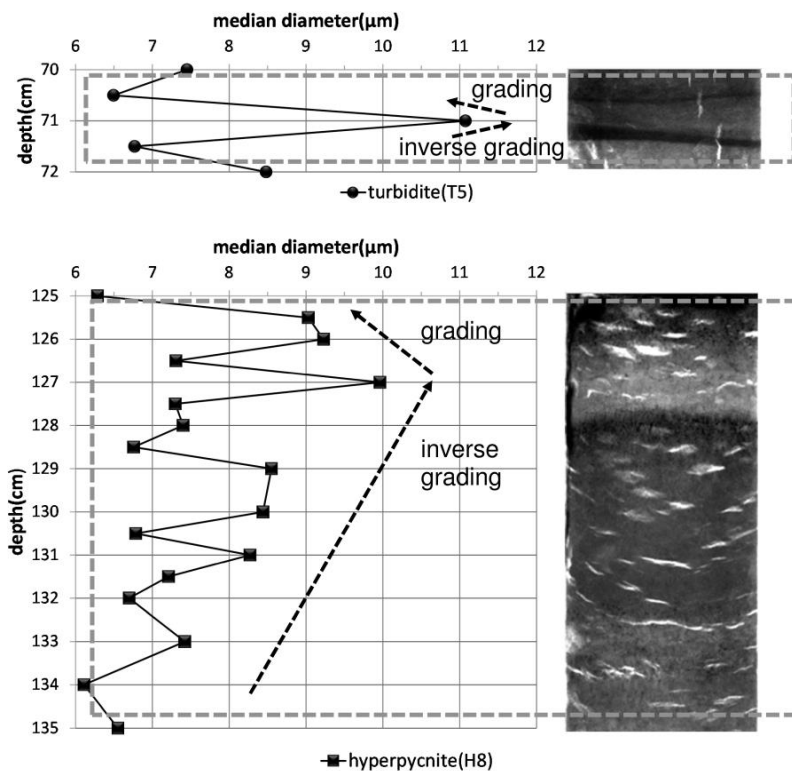


Fig.3 Photograph, soft X-ray, event layers, median diameter of IW core (from left to right).

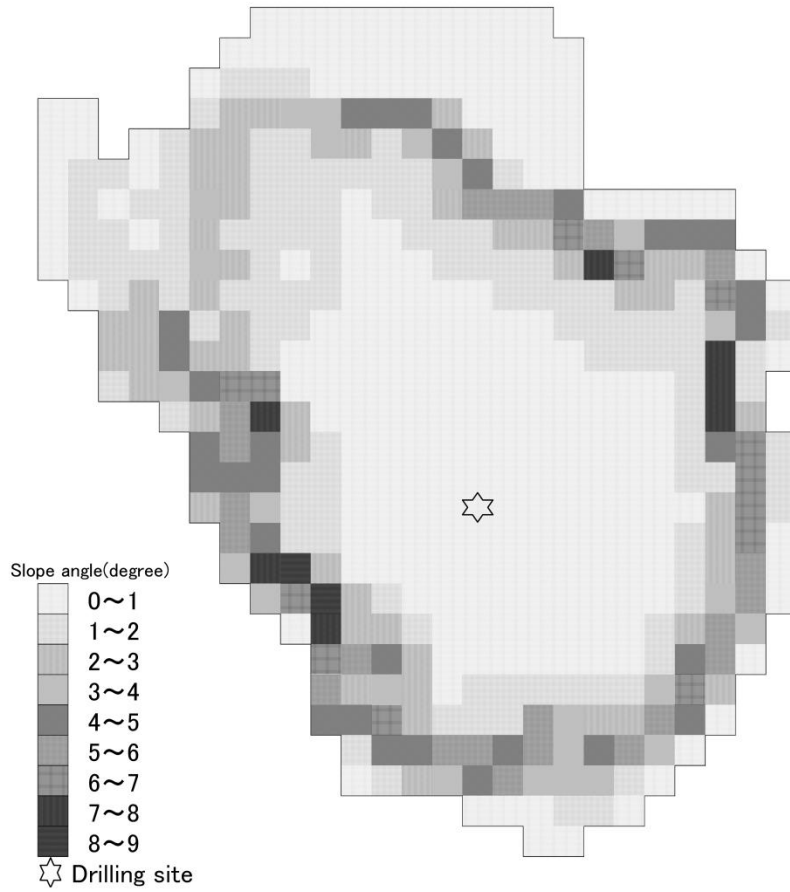
**Table.1** Estimated sedimentation age of hyperpycnite layers and turbidite layers.

No.	depth(cm)	Difference of grain size between upper layer and lower layer	classification	estimated age (AD)	Age of related historical floods or earthquakes(AD)	Case of historical earthquake		
						Magnitude	Epicenter	Name
T1	0.5~ 1.0	$\geq 2\sigma$	turbidite	2009	2011	9.0	Sanriku Offshore	The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake
T2	7.5~ 12.0	$\geq 2\sigma$	turbidite	1989~1977	1987	4.4	Aizuwakamatsu	
H1	17.5~ 25.5	$\geq 1\sigma$	hyperpycnite	1960~1938	1958,1958,1956,1954,1950,1949,1948,1947,1941,1938,1938			
T3	29.5~ 30.0	$\geq 0.5\sigma$	turbidite	1925	1923	7.9	Kanto region	The Great Kanto Earthquake of 1923
H2	32.5~ 45.0	$\geq 2\sigma$	hyperpycnite	1917~1868	1913,1911,1910,1906,1902,1898,1897,1894,1890,1878,1875,1864			
H3	47.5~ 53.0		hyperpycnite	1839~1789	1833,1830,1828,1824,1822,1810			
T4	62.5~ 63.0		turbidite	1691	1683	7.0	Nikko	
H4	62.5~ 68.0		hyperpycnite	1691~1641	1687,1678,1676,1660,1637			
T5	70.5~ 71.0	$\geq 2\sigma$	turbidite	1612	1611	8.1	Sanriku coast and Eastern coast of Hokkaido	The 1611 Sanriku earthquake
H5	75.5~ 89.0	$\geq 0.5\sigma$	hyperpycnite	1562~1434	1540,1536			
T6	87.5~ 88.0		turbidite	1444	1433	6.1	Aizu District	
H6	96.5~105.0	$\geq 0.5\sigma$	hyperpycnite	1355~1276				
H7	112.5~119.0	$\geq 1\sigma$	hyperpycnite	1197~1138				
T7	119.5~124.5		turbidite	1128~1083	1096	8.3	Kinai and Tokaido	
H8	124.5~135.0	$\geq 2\sigma$	hyperpycnite	1078~980	1090			
T8	135.5~140.5	$\geq 0.5\sigma$	turbidite	970~925				
T9	140.5~145.0	$\geq 0.5\sigma$	turbidite	920~881	869	8.3	Sanriku coast	The 869 Jogan Sanriku earthquake
T10	145.5~148.0	$\geq 0.5\sigma$	turbidite	871~851	850	7.0	Dewa Province	
T11	148.5~152.0		turbidite	841~812	818	7.5	Kanto region	
T12	152.5~157.0		turbidite	802~762				
T13	160.5~161.0	$\geq 1\sigma$	turbidite	723				
H9	166.5~168.0	$\geq 1\sigma$	hyperpycnite	664~654				
H10	169.5~175.0		hyperpycnite	634~585	601			
T14	184.5~187.0		turbidite	486~466				
T15	193.5~196.0		turbidite	397~377				
T16	195.5~199.0		turbidite	377~348				

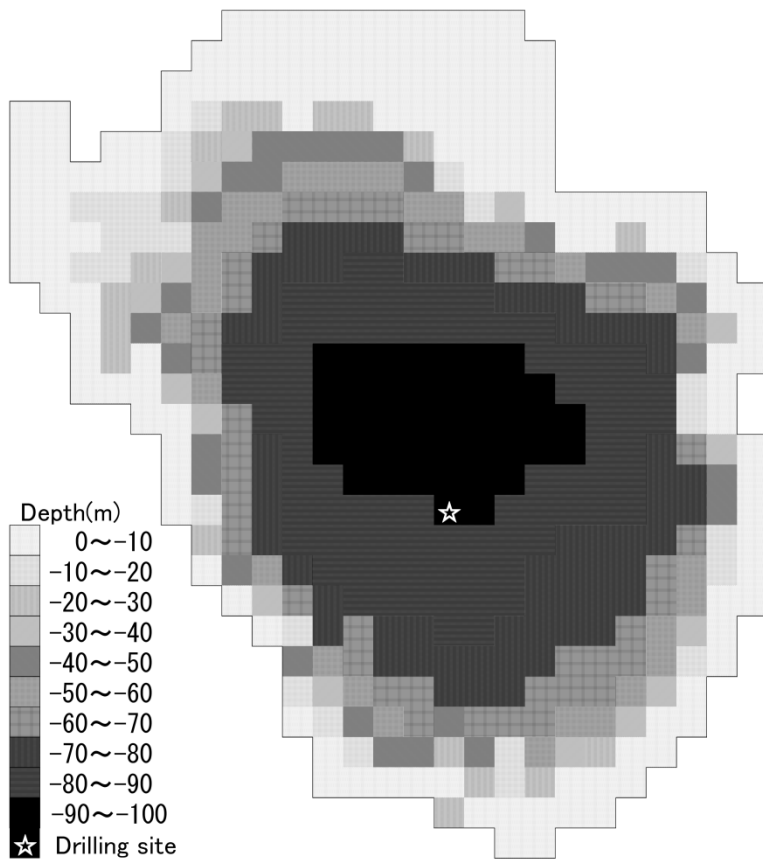


**Fig.4** Characteristics of grain size in turbidite layer and hyperpycnite layer.

**Fig.5** Slope angle of the bottom of Lake Inawashiro.



**Fig.6** Schematic views of the terrain of the lake bottom of Lake Inawashiro.



**Table.2** Flow ratio of rivers flowing into Lake Inawashiro (Miyaji et al., 2008).

Name of rivers	Ratio(%)
River Nagase	61.2
Rain that falls directly on Lake Inawashiro	14.6
River Mae	1.6
River Atago	1.4
River Funatsu	7.2
River Naka and River Suge	2.4
River Tokonatsu	1.8
River Hara	5.3
River Takahashi and River Oguro	4.5

(Fig.3), 下部から上部に向かって逆級化に始まり正級化に終わり, 層厚は3~13cmと厚いという特徴がある(Fig.4). また, 細粒部と粗粒部の繰り返しがみられ, 陸源の植物片を含みハイパーピクナル流堆積物の特徴(Mulder et al., 2001; 齋藤ほか, 2005)に一致する.

Mulder et al. (2001)によれば, 湖底斜面の崩壊による混濁流(Middleton et al., 1973)は, 一過性で単調減衰するサージ型混濁流を発生させ, 典型的なタービダイトを堆積する. ハイパーピクナル流による混濁流は, 洪水流が河口から湖に出て湖底を流れ下る混濁流で, 継続時間が数日~数週間と長く, ハイパーピクナル流堆積物を堆積するとしており, 先の各イベント堆積物の供給様式の推定と調和的である.

タービダイトを堆積する混濁流は何らかの原因で湖底斜面の崩壊により発生したものと推定される. 陸上においては, 地震時に発生する斜面崩壊は急傾斜地にほぼ限られるが, 海底(湖底)では傾斜角度, 場合によっては $1^\circ$ 以下といった非常に緩い斜面においても斜面崩壊が起こることが知られている(Lewis, 1971; Field et al., 1982). 猪苗代湖湖底における最大斜度は $8.6^\circ$ であり,  $1^\circ$ 以上の傾斜地点も多い(Fig.5)ため, 猪苗代湖の湖底においては地震によって斜面崩壊が発生する可能性が高いと考えられる.

一方, 洪水時にはハイパーピクナル流堆積物の他に土石流に付随して起こることが多い(片岡ほか, 2000)ハイパーコンセントレイティッド流(Beverage et al., 1964)などもある. ハイパーコンセントレイティッド流による堆積物は細礫~中礫層と細粒砂層とが弱く成層する(片岡ほか, 2000)特徴があるが, 今回の調査地点のコアでは確認されなかった. また, 洪水流には本流から直接流入してくる場合のほか, 破堤や越流して流れ込んでくる場合が考えられるが, その流速は本流の流速に較べ大きく減衰したものになると考えられる. したがって, 湖岸から採泥地点までの最短距離は約3.4kmあることから影響は受けにくいと考えた. なお, 洪水起源の泥質堆積物は相対的に比重が大きいため地形的な低まりに集積しやすい. 地形的な低まりは波浪の影響を受けにくいと再サスペンションによる泥質堆積物の流出がおきにくく, 逆に他所から再サスペンションにより移動してきた泥質堆積物がトラップされやすいとさ

れている(Dalrymple et al., 2007; Schrottke et al., 2006). したがって, 本研究においてハイパーピクナル層の識別ができたのは, 今回の調査地点が地形的な低まり(Fig.6)に位置しているためハイパーピクナル流堆積物が集積し保存されていたことによるといえよう.

### 堆積年代の推定

猪苗代湖には大小21の流入河川があるが, 宮路ほか(2008)は流域の総降水量から蒸発散量を引いたものを各流量とし, その値から比率を求めている. 最も流入比が高いのは長瀬川(Fig.2)で61.2%, 次いで直接猪苗代湖に降る雨が14.6%であることから, 猪苗代湖の湖水は長瀬川河川水の影響を最も多く受けていると考えられる. さて, 猪苗代湖周辺においては, 1888年の磐梯山噴火前の1800年代には洪水が4回記録されている(中央防災会議, 2005)が, 噴火後の1889年から1913年までの25年間は9回もの洪水が発生(中央防災会議, 2005)し, その後1916年以後に洪水対策と電源開発の目的で堰堤が作られて洪水が少なくなった(町田ほか, 1988). また, 長瀬川河口付近では, 三角州を400m~500m前進させただけの土砂流入が1879年から1908年の間にあり, その主因が裏磐梯泥流によるものであることは間違いないとされている(貞方, 1979). 深度46cm以浅では, これより下位の湖底堆積物主体の部分とは異なり, 鉛直方向の粒度変化が著しく, 頻繁に粗粒な堆積物が供給されていることから, 深度46cm部分が, 1888年磐梯山噴火後の洪水頻発期の始まりと考えられる.

また, 深度178cmに見られるHr-FPテフラの年代は6世紀中葉といわれている(坂口, 2013). 具体的な年代については早田(1989)が6世紀第2四半期~第3四半期, 早川ほか(2009)が520年前後, 奥野ほか(2009)が515年~534年と諸説ある. 最近下司ほか(2011)は炭化植物片の $^{14}\text{C}$ 年代値(Conventional  $^{14}\text{C}$  Age)から暦年較正年代値555~615年(68.2% probability)を得ている. また, 深度182cmに見られるHr-FAテフラの年代は, 下司ほか(2011)が炭化木片の $^{14}\text{C}$ 年代値(Conventional  $^{14}\text{C}$  Age)から得た暦年較正年代値でも430年~570年(68.2% probability)と年代の幅が大きい. これらを考慮し, ここではHr-FPテフラの年代を西暦555年と仮定する.

以上から, 深度0cmを西暦2012年, 深度46cmを西暦1888年, 深度178cmを西暦555年を基準にしてそれぞれの期間の堆積速度を一定とし, 識別したタービダイト層とハイパーピクナル層の深度からそれらの堆積年代を推定した(Table.1).

### 歴史的な古地震の発震年代, 古洪水の発生年代との対応

最新版日本被害地震総覧(宇佐見, 2003)および気象庁震度データベースより作成した歴史的な古地震データベース(井内ほか, 2013)から猪苗代湖の湖心域における推定震度が3.5(気象庁震度階級4)以上の地震を抽出し, これらの地震の発震年代と推定したタービダイト層の年代とを比

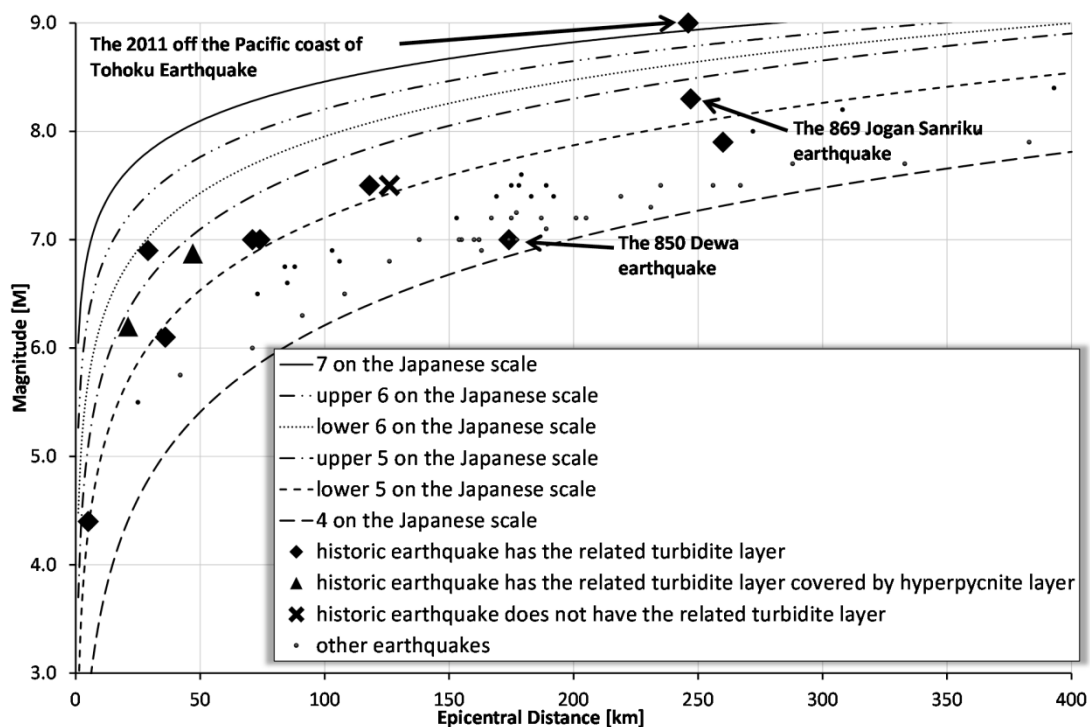


Fig.7 Relations of magnitude and epicentral distance on the historical earthquakes, and the correspondence between turbidite layers.

較したところ、16層のうち10層 (T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7, T9, T10, T11) が対応した。対応のない6層のうち、3層 (T8, T12, T13) は古地震の記録がなく、残る3層 (T14, T15, T16) は日本書紀 (720年) や古事記 (712年) よりも堆積年代が古いものである。また、猪苗代湖周辺で発生した洪水の発生年代 (町田ほか, 1988; 国土交通省, 2012) と推定したハイパーピクナイト層の推定年代とを比較したところ、10層のうち7層 (H1, H2, H3, H4, H5, H8, H10) が対応した。対応のない3層のうち、2層 (H6, H7) は古洪水の記録がなく、残る1層 (H9) は日本書紀や古事記よりも堆積年代が古いものである。概ね「50年に一度」程度の大洪水の年代と一致した。

#### タービダイト層を発生させ得る歴史的な古地震の震度下限閾値

前述の歴史的な古地震データベースについて、横軸を猪苗代湖までの震央距離、縦軸をマグニチュードとしてプロットし、地震の発震年代がタービダイト層の推定堆積年代と対応した地震を◆マークでプロットした (Fig.7)。

ここで、ある震度  $n$  以上が出現する地域の面積  $S_n(\text{km}^2)$  と  $M_j$  の関係を表す経験式がある。

$$\log S_{IV} = 0.82M_j - 1.0 \quad (\text{勝又ほか, 1971}) \quad ①$$

$$\log S_V = M_j - 3.2 \quad (\text{村松, 1969}) \quad ②$$

$$\log S_{VI} = 1.36M_j - 6.66 \quad (\text{村松, 1969}) \quad ③$$

$$\log S_{VII} = 1.25M_j - 6.88 \quad (\text{村松, 2001}) \quad ④$$

$$\log S_{VII} = 1.44M_j - 8.40 \quad (\text{翠川ほか, 1997}) \quad ⑤$$

震度7以上の面積の関係を表す経験式には④式と⑤式の2式があるが、震度7を記録した地震は1995年1月17日

の兵庫県南部地震、2004年10月23日の新潟県中越地震、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震の3例しかないため、本研究では使用しない。ここで、震度の出現領域を半径  $R_n$  (km) の円と仮定すると、

$$R_{IV} = 10^{(0.41M_j - 0.75)} \quad ⑥ \text{ (①式より)}$$

$$R_V = 10^{(0.5M_j - 1.85)} \quad ⑦ \text{ (②式より)}$$

$$R_{VI} = 10^{(0.68M_j - 3.58)} \quad ⑧ \text{ (③式より)}$$

これらの式で得られる  $R_n$  は震度  $n$  が出現する最遠の震央距離と考えることができる。また、⑥～⑧式を変形すれば、震度  $In$  となる震央距離  $R_n$  とマグニチュード  $M_n$  には次の関係式が成り立つ。

$$M_{IV} = (\log R_{IV} + 0.75) / 0.41 \quad ⑨ \text{ (⑥式より)}$$

$$M_V = (\log R_V + 1.85) / 0.5 \quad ⑩ \text{ (⑦式より)}$$

$$M_{VI} = (\log R_{VI} + 3.58) / 0.68 \quad ⑪ \text{ (⑧式より)}$$

⑨式の震度IVは現在の気象庁震度階級で4、⑩式の震度Vは現在の気象庁震度階級で5弱、⑪式の震度VIは現在の気象庁震度階級で6弱に相当する。これらから現在の気象庁震度階級5強、6強、7を内挿および外挿して求め、Fig.7に示した。この結果から、タービダイト層を発生させ得る歴史的な古地震の震度下限閾値は、震度Vの下限 (気象庁震度階級5弱、計測震度4.5) と推定される。

#### 対応するタービダイト層がない古地震

ところで、猪苗代湖における推定震度がVの下限以上の古地震でも、1964年の新潟地震 (Fig.7の×マーク、猪苗代湖における推定震度V、気象庁震度階級5弱、計測震度4.6) のように対応するタービダイト層がない場合がある。震度はマグニチュード、震央距離の他にも多くの因子の影



響を受ける（宇津，1984）ことが知られており，特に地盤強度の影響は大きい（宇津，1984）が，⑥～⑧式では地盤の影響を考慮していないため推定震度に誤差が出た可能性が考えられる．なお，新潟地震の震源は深さ 40km（気象庁，1965）であり，異常震域となる地震であった可能性は低い．また，1943 年の田島地震や 1659 年の岩代・下野を震央とする古地震（Fig.7 の▲マーク）は，その発震年代に相当する深度付近にハイパーピクナイト層が見られる．したがって，洪水によるハイパーピクナル流の侵食作用や混濁流による湖底の攪乱が影響することでタービダイト層が見えなくなった可能性がある．また，850 年の出羽を震央とする地震は，猪苗代湖における推定震度がIV（気象庁震度階級 4，計測震度 3.5）だが対応するタービダイト層が存在する．これは，震央とマグニチュードが正確ではない可能性（記録の曖昧さによる）が考えられ，震央が正確だと仮定すればマグニチュードは 7.7 以上，マグニチュードが正確だと仮定すれば震央距離は 77km～85km だったと推定することができる．

また，猪苗代湖から半径 50km 以内には磐梯山や安達太良山などの活火山があるため火山性地震による影響を検討したが，猪苗代湖から震央距離 50km 以内で発生した地震では気象庁震度階級 5 弱以上が記録されていない（宇佐見，2003；井内ほか，2013）ことから影響はないと考えた．

### 年代推定の誤差

今回ボーリング地点で推定した平均堆積速度は  $0.35\text{cm} \cdot \text{yr}^{-1}$ （1888 年～）， $0.10\text{cm} \cdot \text{yr}^{-1}$ （555 年～1887 年）であるから時間分解能（測定間隔による誤差）はそれぞれ 2.9 年，9.9 年（イベント堆積物の層準付近の  $0.5\text{cm}$  間隔で測定した部分はそれぞれ 1.4 年，5.0 年）である．この平均堆積速度から年代モデルを作成したため，堆積速度の変化によって推定した堆積年代に誤差が生じた可能性がある．タービダイト層やハイパーピクナイト層の推定堆積年代に対応する歴史的な古地震や古洪水の記録がない場合には，この誤差を考慮する必要がある．また，時間的に近接した複数の地震が 1 つのタービダイト層に，複数の洪水が 1 つのハイパーピクナイト層に対応して見えてしまう可能性があることにも注意が必要である．

また，記録のないイベント堆積物については，他の原因も考えられ，その原因については今後の課題である．

### 本研究の波及効果

本研究により，猪苗代湖湖底堆積物の軟 X 線写真で透過率が低い層準，および粒度プロファイルから識別したタービダイト層およびハイパーピクナイト層の多くは，会津地方に大きな被害をもたらした歴史的な古地震および古洪水の記録と対応する可能性があることが明らかになり，タービダイト層は古地震の発生時期とともに古地震の規模や震央の，ハイパーピクナイト層は古洪水の発生時期の指標ともなり得ることがわかった．湖底堆積物は基本的には時間的な途切れのない記録を保持しているため，本研究の方法

をさらに深部に拡大適用すれば，記録が存在しない先史時代まで遡って自然災害の記録を復元することが可能となり，これによって巨大地震や大津波の発生間隔，大洪水の発生頻度などを推定することができるようになる．

また，湖に流入する河川からの堆積物の分布状況を考慮し，湖の他の場所でも連続的にコアを採取し，イベント堆積物の対比・連続性・分布形態から，各イベントの性質・原因・規模を検討することにより，古文書に記録がない，消失してしまった可能性のある自然災害の記録を補完することができよう．

### まとめ

2012 年に福島大学によって猪苗代湖の湖心域で掘削された約 30m の湖底堆積物のうち，表層部 1.99m について色相分布・堆積構造の記載，粒度測定を行った．その結果，以下の点が明確となった．

1. 軟 X 線画像での透過状況と粒度組成との鉛直分布に着目し，イベント堆積物で，洪水によるハイパーピクナイト層と地震起源と推定されるタービダイト層に区分した．
2. 泥質イベント堆積物最下部の深度 46cm を西暦 1888 年，深度 178cm の榛名二ツ岳伊香保テフラ（Hr-FP：西暦 555 年）を基準にして，平均堆積速度からタービダイト層とハイパーピクナイト層の堆積年代を推定した．推定したタービダイト層の堆積年代と歴史的な古地震の年代とは，猪苗代湖の推定震度がVの下限（気象庁震度階級 5 弱，計測震度 4.5）以上に相当する地震の年代とほぼ対応した．このことから，タービダイト層を発生させた歴史的な古地震の震度下限閾値はVの下限（気象庁震度階級 5 弱，計測震度 4.5）と推定した．
3. 推定したハイパーピクナイト層の堆積年代は，会津地方における洪水記録の年代と対応した．
4. タービダイト層は古地震の発生時期とともに古地震の規模や震央の，ハイパーピクナイト層は古洪水の発生時期の指標ともなることが明らかになった．

**謝辞：**本研究を実施するにあたり，福島大学共生システム理工学類の長橋良隆教授から試料を分けていただいた．学部学生岡田涼祐，松久幸樹，松野下晃治，木村介度，猿田将之，遠藤昂，眞浦幸聖，又吉宏美，柳生陸ら各氏には試料を分取する際に協力していただいた．また，2 名の査読者からは有意義なご指摘をいただいた．以上の方々から感謝いたします．なお，本稿は日本地球惑星科学連合 2013 年大会・日本地質学会第 120 年学術大会・第 23 回環境地質学シンポジウムにおいて発表した内容を骨子とし，加筆・修正したものである．

### 引用文献

Beverage, J. P., and Culbertson, J. K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division of American Society of Civil Engineering*,

- vol.90, 117-128.
- 中央防災会議, 2005, 1888 磐梯山噴火報告書. 内閣府, 東京, 184p.
- Dalrymple, R. W. and Choi, K., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, vol.81, 135-174.
- Field, M. E., Gardner, J. V., Jennings, A. E. and Edwards, B. D., 1982, Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, vol.10, 542-546.
- 下司信夫・大石雅之, 2011, 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代. 地質調査研究報告, 62 巻, 177-183.
- 早川由紀夫・中村賢太郎・藤根 久・伊藤 茂・廣田正史・小林紘一, 2009, 榛名山で古墳時代に起こった渋川噴火の理学的年代決定. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, V159-008.
- 廣瀬孝太郎・長橋良隆・中澤なおみ, 2014, 福島県猪苗代湖の湖底堆積物コア(INW2012)の岩相層序と年代. 第四紀研究, 53 巻, 157-173.
- 井内美郎, 2000, 琵琶湖・霞ヶ浦・バイカル湖の湖底ボーリング試料から見た環境変動. 地学雑誌, 109 巻, 809-815.
- 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 号, 61-70.
- 井内美郎・行木勝彦・奥村由香, 2013, 古地震データを用いた日本各地の古地震震度推定. 第 23 回環境地質学シンポジウム論文集, 33-36.
- 伊藤純一・都司嘉宣・行谷佑一, 2005, 慶長九年十二月十六日(1605.2.3)の津波の房総における被害の検証. 歴史地震, 20 号, 133-144.
- 片岡香子・中条武司, 2000, 土石流-ハイパーコンセントレイテッド流堆積物の堆積過程: 前期更新世, 八千穂層群下部~中部八千穂累層の例. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 97.
- 勝又 護・徳永規一, 1971, 震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応. 験震時報, 36 巻, 89-96.
- 菊地宗光・佐藤政寿, 2010, 猪苗代湖における水質の中性化について. 全国環境研会誌, 35 巻, 33-38.
- 気象庁, 1965, 地震月報. 第 162 号, 気象庁, 33-35.
- 国土交通省, 2012, 阿武隈川水系流域及び河川の概要. 河川整備基本方針, 国土交通省水管理・国土保全局, 26-32.
- Lewis, K. B., 1971, Slumping on a continental slope inclined at 1-4. *Sedimentology*, vol.16, 97-110.
- 町田 洋・渡部 真, 1988, 磐梯山大崩壊後の地形変化. 地学雑誌, 97 巻, 326-332.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. in Middleton, G.V. and A.H. Bouma A.H. eds., *Turbidites and Deep-water Sedimentation. Short Course Notes*, Society of Economic Paleontologists, 1-38.
- 翠川三郎・五艘隆志, 1997, 過去の事例に基づく激震動の発生頻度に関する基礎的考察. 日本建築学会構造系論文集, 502 号, 55-60.
- 宮路和葉・岡田 啓・井伊博行・長林久夫, 2008, 酸素同位体比を利用した猪苗代湖における蒸発率の簡易測定法の提案. 土木学会水工学論文集, 52 巻, 289-294.
- Mulder .T. and Alexander. J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, *Sedimentology*, vol.48, 269-299.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードとの関係. 岐阜大学教育学部研究報告, 4 号, 168-176.
- 村松郁栄, 2001, 震度分布と震源との関係. 地震第 2 輯, 53 巻, 269-272.
- 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 巻, 55-61.
- 奥野 充・及川輝樹・下司信夫・八塚慎也・星野安治・中村俊夫, 2009, 榛名二ツ岳伊香保テフラの <sup>14</sup>C ウィグルマッチング. 日本火山学会講演予稿集, 153.
- 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 巻, 1-9.
- 坂口 一, 2013, 榛名二ツ岳渋川テフラ(Hr-FA)・榛名二ツ岳伊香保テフラ(Hr-FP)およびそれらに起因する火山泥流の堆積時間と季節に関する考古学的検討. 第四紀研究, 52 巻, 97-109.
- 齋藤 有・田村 亨・増田富士雄, 2005, タービダイト・パラダイムの革新的要素としてのハイパーピクナル流とその堆積物の特徴. 地学雑誌, 114 巻, 687-704.
- Schrotke, K., Becker, M., Bartholomä, A., Flemming, B. W. and Habbeln, D., 2006, Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler. *Geo-Marine Letters*, vol. 26, 185-198.
- 志岐常正, 1998, イベント堆積物. 堆積学研究会[編]「堆積学辞典」, 朝倉書店, 18.
- 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 巻, 297-312.
- 宇佐見龍夫, 2003, 最新版日本被害地震総覧 416-2001, 東京大学出版会, 東京, 605p.
- 宇津徳治, 1984, 震度-震央距離-マグニチュードの関係 その 1. 東日本太平洋岸沖合を除く日本の浅発地震. 地震研究所彙報, 59 冊, 219-233.