

神奈川県・芦ノ湖の湖底調査 —低価格サイドスキャンソナーによる水底調査の試み—

Underwater Investigation for Lake Ashinoko, Kanagawa, Japan by Using a Low-cost Side-scan Sonar Imaging

山崎新太郎⁽¹⁾・松四雄騎・片岡香子⁽²⁾・山口直文⁽³⁾

Shintaro YAMASAKI⁽¹⁾, Yuki MATSUSHI, Kyoko KATAOKA⁽²⁾ and Naofumi YAMAGUCHI⁽³⁾

(1) 北見工業大学

(2) 新潟大学・災害・復興科学研究所

(3) 茨城大学・広域水圏環境科学教育研究センター

(1) Kitami Institute of Technology

(2) Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University

(3) Center for Water Environment Studies, Ibaraki University

Synopsis

The authors investigated two water areas in Lake Ashinoko, Kanagawa, Japan by using a modern leisure-use side-scan sonar and its high-resolution sonar imaging feature. One is located in the northern area of the lake with an area of 500 m × 550 m, and the other is in the south covering an area of 500 m × 450 m. The previously studies reported that the presence of submerged woods carried by mass movements. The detailed bathymetric maps, the acoustic reflection distribution maps acquired by side-scan sonar, and 455 kHz high-resolution sonar images indicate the details of mass movement topography, surficial geology, and the shapes of submerged woods. The shapes of mass movement of two areas are different, one has a large separated block far off the coast, and the other has a feature of debris avalanches. This paper shows that the proposed low-cost underwater investigation method is effective for shallow water areas.

キーワード: 水中調査, 音響調査, サイドスキャンソナー, 水底地すべり, 湖

Keywords: underwater investigation, acoustic investigation, side-scan sonar, subaqueous landslide, lake

1. はじめに

1999年のトルコ・コジャエリ地震で発生した Degirmendereの地すべり災害（地盤工学会地震調査団, 2000）をはじめとして, 沿岸水域が地震時に大きく崩壊し海底に沿岸がすべり落ちる地すべり現象は, その発生例こそ少ないものの, 発生した場合には甚大な災害となる. このような現象は調査例の少

なさもあり, そのメカニズムについて不明なところが多い. いわゆる側方流動のように, 沿岸域の地すべり災害において液状化との関連は頻繁に指摘される. しかし, 近年の地震災害において液状化は多数発生しているが, 大規模な地すべりの事例は前述の Degirmendereの災害など, 報告されているものはごく僅かである. これは沿岸の液状化は広範囲で発生するものの, 沿岸域の地すべりは特定の場所では

発生しないことを示唆している。

この発生条件とメカニズムは、沿岸域の地すべりが歴史的に発生しやすい特定の場を集中的に分析することによって解明できる可能性がある。我が国のいくつかの湖では、その沿岸を起源とする地すべりが報告されている。田近ら（2003）の報告した洞爺湖における地すべりや、琵琶湖における湖底遺跡をもたらした地すべりの例である（林ら、2012）。神奈川県箱根町に位置する芦ノ湖の湖底地形も、湖の沿岸で発生した地すべりの例の一つとされている。大木ら（1988）は南関東で頻繁に発生してきた大地震によって複数の地すべりが発生し、特に芦ノ湖において「逆さ杉」と呼ばれる水中の立木が地すべりによるものと指摘している。これは、山崎ら（1991, 1992）によるその後の音響調査および湖底ボーリングを含む地質調査でも湖形成後に複数の地すべりが発生したことを支持する地すべり地形やタービダイトがあるとされている。

筆者らは、以上の目的に鑑み、沿岸域の地すべりの発生メカニズムを明らかにすることを目的として、地すべりが多数発生している湖の沿岸域で調査を行っている。特に、筆者らは、地質調査を進める前の

先行調査として、近年、飛躍的に高性能化したレジジャー用ソナー（魚群探知機）を用いている。このような装置は、本格的な地形調査用マルチビームソナーと異なるシングルビームのソナーであるものの、多測線の走査を行えば精密な深淺測量が可能である。また、浅水域に適応範囲に限られるがサイドスキャンソナーの利用が可能である。それに加えて、漁礁を探索するというレジジャー用途で開発されたものであるが、これらの装置に備わる455 kHzや800 kHzと言った高周波の音響ビームは、底質や水中の物体の形状を従来の魚群探知機よりもはるかに高解像度でイメージングできる。今回、筆者はこれらを応用し、地すべりの可能性が言及されている地形と地すべりによってもたらされた水没林が存在するとされる、芦ノ湖西岸の2水域の調査を行った。

2. 調査対象の概要

調査対象は、前述した神奈川県西部に位置する箱根カルデラ内の芦ノ湖である（Fig. 1）。芦ノ湖は面積7.03 km²、水面標高723 m、最大水深 43.5 mであり、約3100年前に湖の東側に位置する神山火山の山体崩

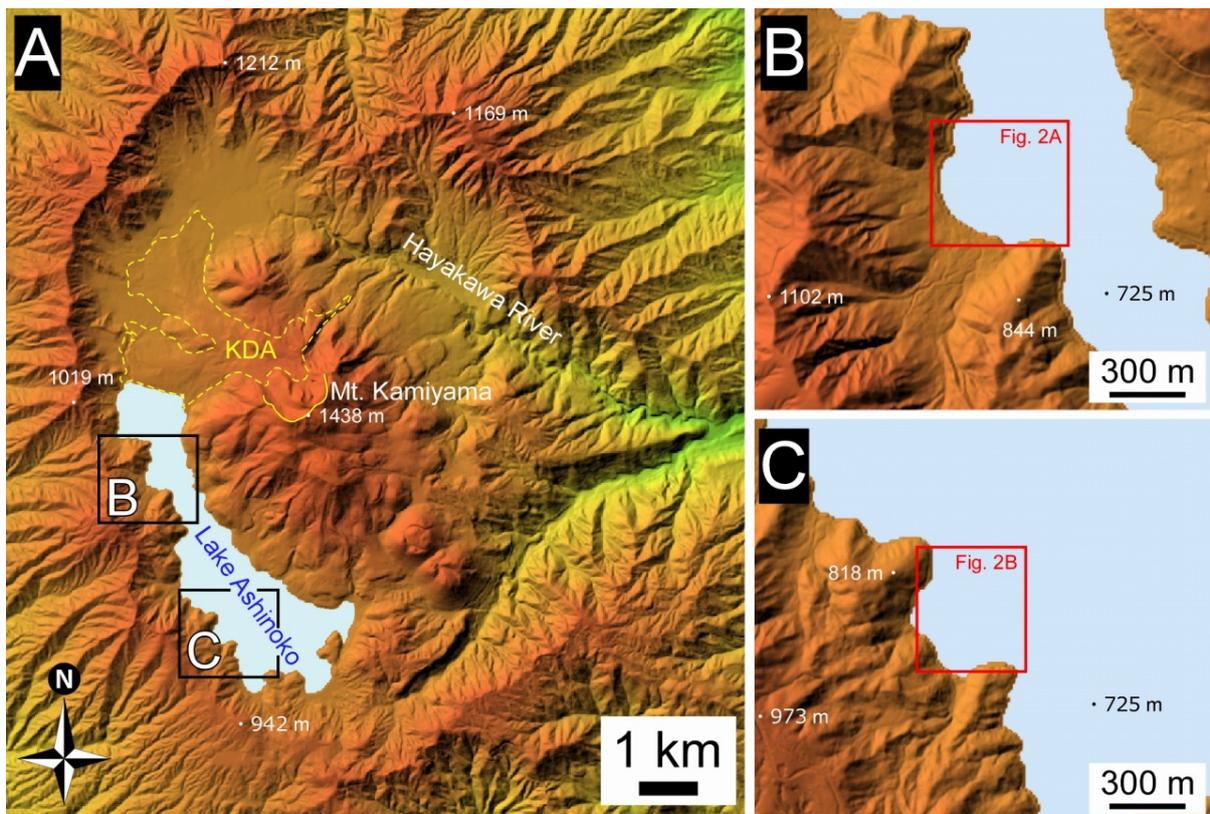


Fig. 1 Index map of studied areas in Lake Ashinoko, Kanagawa, Japan. The area of “KDA” in A, suggests the area of Kamiyama debris avalanche (ca 3100 years ago). B and C shows the investigated areas, B is the area of Kosugi-hana north area; C is the area of Hyakka-no-hana south area. These maps are based on the Chiri-in-chizu by Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

壊に伴う岩屑なだれで早川が堰き止められ現在の規模の湖が成立したとされる (Fig. 1, 大木ほか, 1988). 芦ノ湖の西岸域では, 前述したように水中に立木が多数あり, その水没林が木原生物学研究所 (1974) や前述の大木らによって調査されてきた.

筆者らは, 芦ノ湖西岸の2水域を集中的に調査した. 両水域は, 1971年に国土地理院によって作成された湖沼図において, 沿岸から湖底に伸展する舌状地形が認められる. 調査域の一つは小杉鼻北方の南北500 m, 東西550 mの水域, もう一つは百貫ノ鼻南方の南北500 m, 東西500 mの水域である (Fig. 1). 両水域では水深30 m以深に水没林があるとされ, 詳細は後述するが, 水没林から採取した複数の木材の炭素同位体年代が決定されていた. 以降, 小杉鼻北方の水域をA水域, 百貫ノ鼻南方の水域をB水域と呼ぶ.

A水域は, 箱根カルデラ外輪山のピークの一つである三国山 (標高 1102 m) の北東域にある尾根で南北が囲まれた湾状の水域で, 沿岸北部の尾根および急斜面は玄武岩質成層火山体, 南部の尾根および急斜面は安山岩質成層火山体からなるとされる (日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007). 一方, 湾内で水面と接続する低地部には沖積地が発達する (Fig. 1B).

B水域も湾状の地形であり, 箱根カルデラ外輪山の東側に位置する. 南北および西側が安山岩質成層火山体 (日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007) の急斜面で囲まれ, 2万5千分の1地形図に図示可能な, 湖と接続する沖積地の広がりには認められない (Fig. 1C).

3. 方法

以上で述べてきたように, 近年, 漁業およびレジャー用途のソナーである魚群探知機の性能が測深能力, 機能において飛躍的に向上し, それを科学調査に用いる試みが多く分野でなされている (Heyman et al, 2007; Sugiyama et al, 2015; Yamasaki and Kamai, 2015). 特に, GNSS (衛星測位システム) と同調したソナー画像の取得, 水中の物体の形状をそのまま映し出す高周波音源の利用, サイドスキャンソナーの実装など, 低価格のレジャー用ソナーでありながら, 浅水域に限れば高解像度の水底探査が可能である. 筆者らは, それに注目し, 前章で述べた芦ノ湖

の2水域の等深線図作成, 高解像ソナー画像の取得, サイドスキャンソナーによる底質調査を行った.

使用したソナーの装置本体は米国Lowrance社製 HDS-9 Gen2 touchである. 音響を射出する振動子 (トランスデューサ) としてLowrance社製LSS-HDおよび, 補助的に米国Airmar社製B60-20°を用いた. LSS-HDは前述のソナー本体と組み合わせることで, サイドスキャンソナー画像および高周波音源を用いた高解像ソナー画像の取得が可能である. その運用周波数は455 kHzおよび800 kHzであるが, 試験的に用いたところ, 後者は水深10-20 m以浅の水域でのみ有効であったため, 今回の調査では455 kHzを用いた. 実際に使用しての走査可能限界深度は, およそ水深80 mであった. 精度に関しては十分なデータが無いが, これまでに3度行ったレッド (測鉛) 測深結果との比較で, その測深値はいずれも水深30 m以下で, ± 0.5 m以下の範囲に収まっている.

本研究で使用した船舶は15馬力5人乗り和船で, 振動子を水面より50 cm水没させ, 時速10 km以下の操船による走査を行った. 等深線図作成の際には, 調査対象水域を網羅するように約25 m間隔で測線を配置し, それにそって連続的に測深を行った. さらに, サイドスキャン画像の取得の際には, 概ね50 m間隔で測線を設け, それに沿って操船を行った. 高解像度ソナー画像の取得は, 後述する舌状地形を縦断するように6測線を設けて, それに沿って走査を行った.

等深線図の作成は, 以下の手順で行った. まず, 英国ReefMaster Software社製ソナーデータ処理ソフトウェアであるReefMasterにおいて, SDカードに保存されたソナーからのデータを展開した. このデータはソナー画像だけでなくGNSSにより取得した位置情報およびそれと同調した深度データを持っているが, 特に深度データには複数のエラーを含んでおり, このエラーを上記のソフトウェアを用いてソナー画像と対比することで補正した. 補正後のデータを同ソフトウェアの機能で緯度・経度・深度の数列データとして出力した. その後, この数列データの内, 緯度・経度を平面直角座標 (第9系) に変換し, 全次元の長さ単位を統一した上で米国Golden Software社製の三次元グラフソフトウェアであるSurfer 12に出力し, 平面方向に6 m間隔の数値地形モデル (DEM) を, クリギング法を用いて作成した.

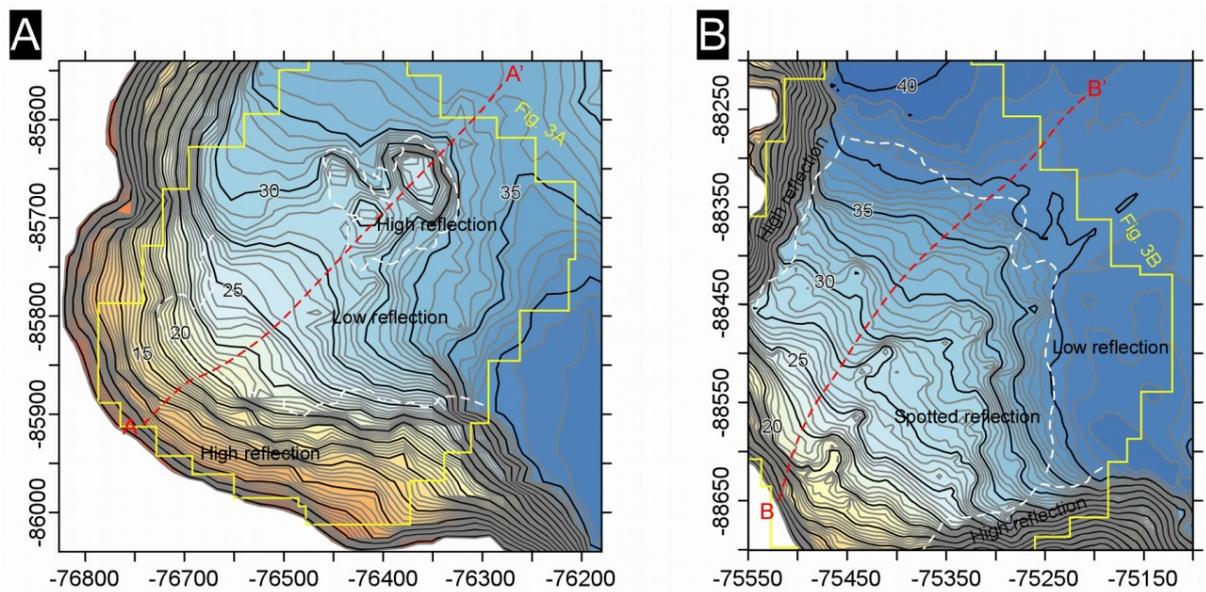


Fig. 2 Bathymetric maps of Kosugi-hana north area (A) and Hyakkan-no-hana south area (B). The white dashed lines are boundaries that divide topographic features by the acoustic reflection map of Fig.3. The axes are the distances in meter from the original point (139°50'00"E, 36°00'00"N). The contour interval is 0.5 m. The red dashed lines are the locations of 455 kHz high-resolution sonar images in Fig. 4.

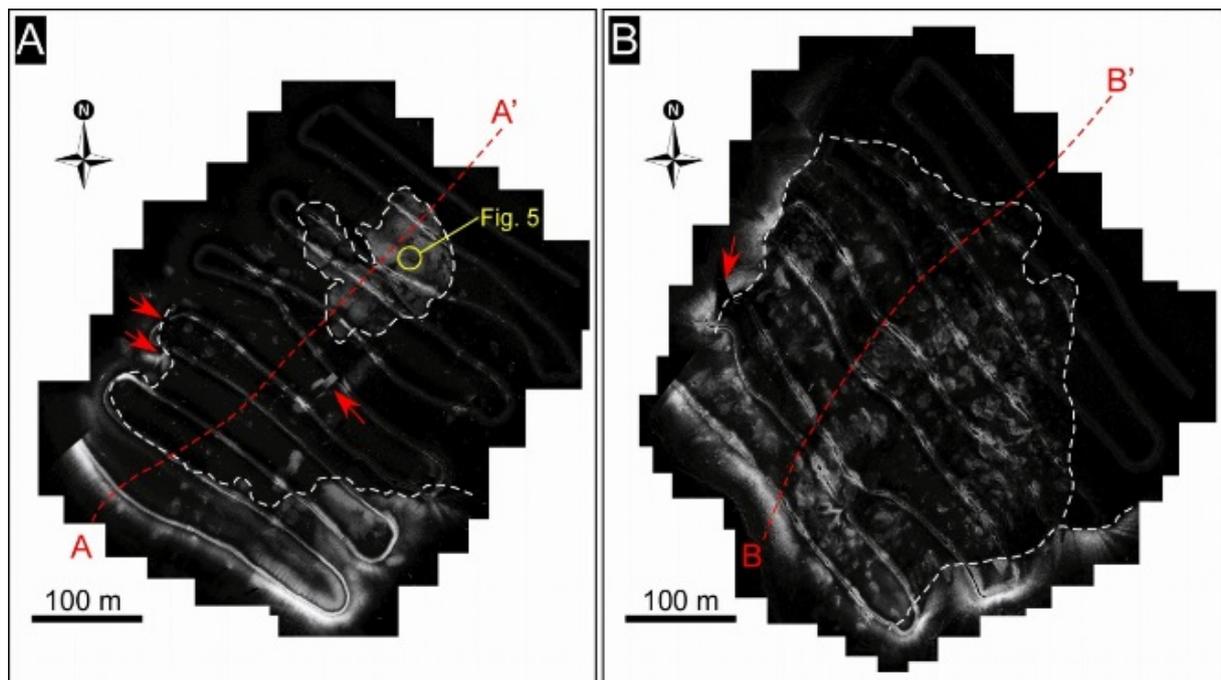


Fig. 3 Acoustic reflection map for Kosugi-hana north area (A) and Hyakkan-no-hana south area (B), acquired by side-scan sonar imaging. The white dashed lines are common with Fig. 2. Red arrows indicate apparent computational errors. The ship track shows stronger reflection than its vicinity. The red dashed lines are the locations of 455 kHz high-resolution sonar images in Fig. 4.

サイドスキャンソナー画像はソナー本体上の自動合成機能を用いて平面図上に展開した合成図を作成した。そして、ソナー本体に実装されているスクリーンショット機能を用いて、この合成図を画像として直接出力を行った。この合成図は対象エリアの音響反射強度分布を示している。

455 kHz音響による高解像度ソナー画像では、水中

の物体の鉛直方向の形状を得ることができるが、この画像は厳密な地形断面だけではなく、周辺を含んだ、立体感のある画像となっている。また、サイドスキャンソナーと同じく、水底の音響反射強度が大きい場所は明るく、小さい場所は暗く写る。このソナー画像はLowrance社製のソフトウェアであるSonarViewer 2.1.2で出力した。

以上の他、Lowrance社製の水中カメラ（UWC-50）を用いて、水底の直接観察を行った。

4. 結果

本項目では、調査の結果、得られた等深線図、音響反射強度分布図、高解像度ソナー画像、水中カメラ画像を元に、A水域およびB水域に認められる地形および表面地質についてと、また前述した水没林について中心に述べていく。

等深線図（Fig. 2）ではA水域およびB水域では地形が異なるが、いずれも尾根に挟まれた湾の中央部より凹凸のある舌状の地形が沖合湖底に伸展していることが共通している。A水域においては舌状地形の最大幅は約280 m、長さは沿岸から480 mである。さらに、3つのピークを持つ高まりが沖合400 mの舌状地形の端部に存在し、そのうち最大のものは周辺より比高差約7 m、長さ約100 mである。一方で、B水域に存在する舌状地形の最大幅は390 mであり、長さは沿岸から380 mである。この舌状地形上には10 m以下の高まりが複数認められる。また、舌状地形上には尾根や谷が存在するが、いずれも上方まで連続しておらず単純な侵食地形とは異なる特徴を持っている。

音響反射強度分布図（Fig. 3）では、一部に明らかに処理エラーを含んでいること、航跡の直下の反射強度が周辺より明らかに不自然に大きく（明るく）なっていることに注意しなければならないものの、A水域の等深線図（Fig. 2A）に認められる特徴的な高まりが音響の強反射領域（明色領域）とほぼ一致すること、多数の凹凸地形を持つB水域の舌状地形の表面に、多数の数メートルから数十メートル以下の大きさを持つ強反射領域が散在しているという特徴が読み取れる。また、いずれの水域でも沖合深部は反射強度が弱い領域（暗色領域）となる。反射強度の分布を元に領域を区分すると、その境界は概ね地形と一致していた（Fig. 2）。

高解像度ソナー画像の例（Fig. 4）では、A水域に存在する沖合の高まり部分の縦断が一概に平坦ではなく、一部は傾斜している様子が読み取れる。さらに、水深25 mから30 m付近に複数の柱状体が水面上に向かって伸びていることが観察され、その姿勢が鉛直方向のものもあれば傾斜しているものも存在する。B水域では、同様の柱状体の数はA水域に比べて少ないものの、水深30 mから35 m付近に認められる。

水中カメラにより湖底を観察したところ、この柱状体の一部は最大直径約1 mに達する立木であること、また立木の周辺には倒木が複数存在することが判明した（Fig. 5）。

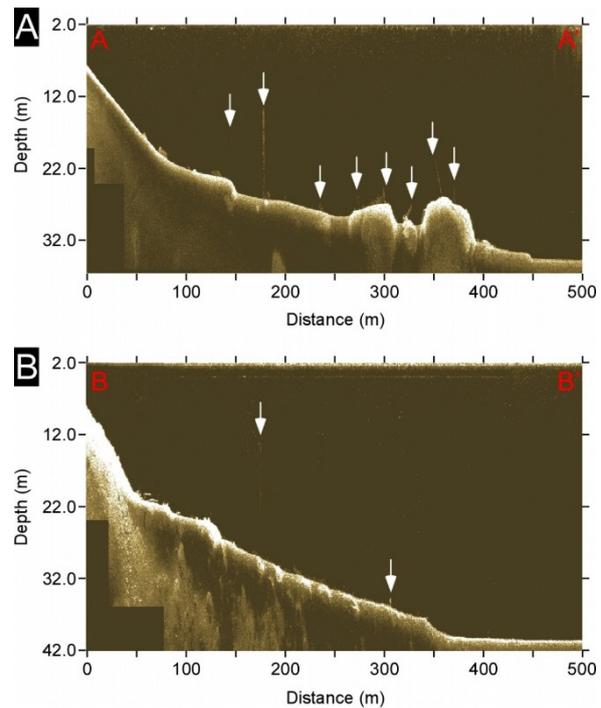


Fig. 4 455 kHz high-resolution sonar images for Kosugi-hana north area (A) and Hyakkan-no-hana south area (B). The locations are shown in Fig. 2 and 3. White arrows indicate columnar bodies.

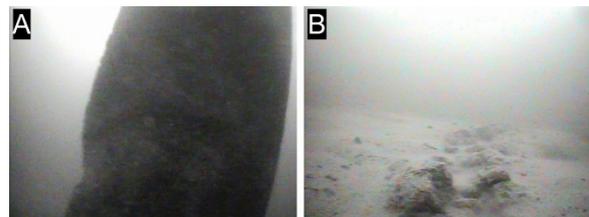


Fig. 5 Photographs of submerged woods on the separated block of landslide in Kosugi-hana north area. Photo A shows a trunk of standing trees on the lake bottom, the diameter is about 1 m. B shows fallen trees on the lake bottom. The location of two photos is shown in Fig. 3.

5. 考察

以上に示してきたデータは、A水域およびB水域に認められたいずれの舌状地形も地すべり、岩層なだれ、土石流などのマスマーブメントの関与した地形と考えて矛盾しない。一方で、両水域の舌状地形上の微地形は大きく異なる。

A水域の舌状地形と沖合400–480 mに位置する高まり（Fig. 2および3、4のA図面）は地すべり移動体とその端部にある分離丘と考えられる。さらに、高解像度ソナー画像に映し出された舌状地形上にある柱状体（Fig. 4）の一部はこれまでの研究でも報告さ

れている立木（水没林）であると判明した（Fig. 5）．水没林のある場所が、かつて陸域であったと考えると、沖合の高まりが地すべり地形に頻繁に認められる分離丘と同一のものと考えられる．そして、この分離丘は地すべりによって湖岸から立木を乗せたまま移動してきたと考えられる．Fig. 2および3に示されるように、分離丘は音響的に高反射の領域（明色領域）となっており、その部分は高まりとなっている．一方で、低反射領域は分離丘の周辺に分布し、さらに沖合にも存在する．山崎ら（1992）はコアリング調査によって芦ノ湖深部がシルトまたは粘土により覆われていることを示しており、この低反射領域はシルトおよび粘土画分の粒子（湖沼堆積物）で覆われていると考えられる．一方で、高反射領域は、それよりも粗粒の砂または礫径以上の画分の粒子または岩盤で覆われていると考えられ、これは湖沼堆積物の被覆が無い、または薄い領域であると考えられる．その詳しいメカニズムは不明であるが、分離丘のような地形的高まりの周辺では、湖沼堆積物の堆積速度が遅いためと考えられる．分離丘上では倒木も露出しており、地すべり発生直後の地形面が保存されている（Fig. 5B）．一方で、分離丘より浅部陸側の地すべり体上は音響低反射領域であり、地すべりの発生後の時間経過とともに湖沼堆積物が覆ったと考えられる．

A水域に認められた複数の立木と分離丘の地形状況からは地すべりがブロック状に分離しながら運動したと推定できる．つまり、地すべりによる地形の伸長の過程で、地形面が傾斜し、本来鉛直方向の姿勢の立木が傾斜していたと考えられる（Fig. 4A）．立木の傾斜には規則性が無いため、この地すべりが後方回転運動や並進運動などの特定の運動傾向を持たないやや乱雑な流れであったことが推定される．一方、多くの木々が立木のまま地すべりにより運ばれている事実は、地すべりの運動に顕著な上下運動が無く、その下部に低摩擦層が存在していたことによるすべりの存在が示唆される．このA水域で生じた地すべりのすべり面の候補としては、飽和した細粒な湖底堆積物や液状化現象を発生させやすい飽和砂層などが考えられるが、それらについてはデータが得られていない．また地すべりの厚さに関するデータも得られていない．我々は、3.5 kHz地層探査装置でも走査を行ったが、おそらく堆積物が粗粒であったために地層を貫通する音響地質断面が得られなかった．

B水域の地形も同じく舌状地形ではあるが、A水域とは異なり、大規模な分離丘のような地形を持っていない（Fig.2～4のB図面）．一方で、舌状地形の表面の等深線からは、一般的な侵食地形と異なり不連

続な尾根や谷、複数の小ピークが読み取れる．さらに、音響反射強度分布（Fig. 3B）からは数十メートル以下の規模の音響の強反射領域が舌状地形の表面に多数散在しているのが認められる．強反射領域では前述したように礫や砂以上の画分の粒子が存在していると考えられ、このような微地形および表面地質の特徴は陸上の土石流や岩屑なだれの地形上に頻繁に認められる流れ山の特徴と一致する．

今回の調査からはこのB水域の舌状地形が一度のマスマーブメントで生じたのか、複数のマスマーブメントで形成されたものかは読み取れないが、いずれにせよ、十数メートル以上に達する流れ山様の地形や同規模のパッチ状の強反射領域が舌状地形上に存在するように、それをもたらした崩壊規模は比較的大きいと考えられる．

B水域でも水深30 mから35 m付近に立木と考えられる柱状体が認められた（Fig. 4B）．筆者らは流れ山と考えられる地形から、この地形の形成において岩屑なだれ、土石流の発生を指摘したが、この立木を運んできた流れのメカニズムとして、顕著な上下運動および拡散運動のある単純な土石流と考えると議論が生じる．陸上では、水の少ない大規模な岩屑なだれでは流れ山が形成され、移動体内で上下動よりも水平動が卓越する（例えば三村ほか、1982）ことが知られている．しかし、今回のように、水中に土石流や岩屑なだれが突入した際に、そのような立木を乗せたままの運動が維持できるのかどうかについては想定し難い．これに関しては今後の検討が必要である．

A水域およびB水域など、芦ノ湖西岸に存在している立木については大木・袴田（1988）が地すべりでもたらされたものであると指摘している．この考えは水没林から採取した木材の年代測定の結果に支持されている．大木ら（1985）がA水域の水深32 mのスギの立木から 2110 ± 110 yr. B.P.の炭素同位体年代を得ており、木原生物学研究所（1974）が同じくA水域の32 m-34 mで採取した立木から 1610 ± 35 yr. B.P., 1530 ± 65 yr. B.P.の炭素同位体年代を得ている．また、大木ら（1985）がB水域に認められた水深32 mのモミから 1490 ± 120 yr. B.P.および 1000 ± 100 yr. B.P.の炭素同位体年代を得ている．これらの立木の年代は、湖をほぼ現在の形まで拡大させたと言われる神山岩屑なだれの発生時期である3,100年前（大木ほか、1988）よりもはるかに新しいことを大木らは指摘した．さらに、サイドスキャン画像の提示は文献には無いが、山崎ら（1991, 1992）が行った音響調査でも芦ノ湖西岸における地すべり地形の存在を指摘し、湖底ボーリングでは、1000年以前の地層にタービダイトが1-数mの間隔で含まれていることを指

摘した。筆者がこれまでに述べたように、本研究でもA, B両水域の舌状地形は、地すべりないし、岩屑なだれ、土石流などのマスムーブメントが関与する地形（岩屑なだれ、土石流などを含むマスムーブメント全般も広義の意味で「地すべり」とされる場合がある）と考えて矛盾なく、大木らの考えを支持する。

今回調査した両水域の地形が地すべり、マスムーブメントによってもたらされた特徴を持つことは共通しているが、それらの微地形は大きく異なることを述べてきた。その原因としてA, B両水域の背後の地形・地質が異なることが考えられる (Fig. 1B, C)。A水域の場合、その発生源となった後背地は比較的平坦で谷の出口付近に位置しており、その地質は外輪山斜面を削剥して形成された非粘着性の土石流堆積物や洪水流堆積物などからなると考えられる。従って、地すべりはこれらの内部に発生したものと考えられる。しかし、地すべり地形からは、この後背地質は以上のように単純ではない可能性が指摘できる。通常、土石流堆積物や洪水流堆積物は、崩壊後に水中において直ちに碎屑物粒子間の結合力を失うと考えられ、ブロック状の地すべりを発生させたとは考え難いためである。芦ノ湖の過去の水位に関するデータが無く、滑落崖地形は現在の地形に認められないが、仮に現在と同位置で沿岸が崩壊してA水域の地すべりを形成したと考えた場合、そのH/Lは0.07（みかけの摩擦角は 4.0° ）であり極めて小さい。このような低角でブロック状の長距離のすべりを発生させるメカニズムや発生条件の解明は重要な課題であり、今後検討が必要であろう。B水域の舌状地形を形成したマスムーブメントに関しては、沿岸後背地の斜面が急であり、急斜面の構成岩石またはその表層の堆積物が崩壊とそれに続く岩屑なだれまたは土石流によって湖底まで運ばれて形成された可能性が指摘できる。崩壊源の地形はA水域と同じく陸上部には残存していない。しかし、既に述べたように、崩壊が急斜面上で発生していること、さらに湖面突入時に水で飽和する岩屑なだれや土石流の結果生じる大きな拡散運動・上下運動を想定すると、立木を乗せたままのマスムーブメントがここでどのように生じたのかは検討する必要があるだろう。

6. おわりに

筆者らは、近年の高性能低価格GNSS搭載ソナー（魚群探知機）およびサイドスキャンソナーを利用して、神奈川県・芦ノ湖西岸、小杉鼻北方の南北500 m、東西550 mの水域、および百貫ノ鼻南方の南北500 m、東西450 mの水域を調査し、両水域の水底地形図

の作成、サイドスキャンソナーによる音響反射強度分布図の作成、そして455 kHz高解像度ソナーによるイメージの取得を行った。同水域の湖底には、これまでの研究により、芦ノ湖形成年代より若い年代を示す立木が複数あることが知られていた。前述のソナーによる調査で得られた等深線図および底質分布を示す音響反射強度図に認められた地形的特徴および表面の地質の特徴から、いずれの水域にある地形やその上の立木は地すべり、土石流などのマスムーブメントによって形成されたと考えられることが判明した。一方で、調査を行った2つの水域のマスムーブメントによる地形は大きく異なっており、その発生メカニズムも異なっていると考えられる。

本研究では近年の低価格ソナー（魚群探知機）を用いた地形および表面地質の調査についても作成した図面を交えて紹介してきた。芦ノ湖のような浅水域では、この方法でも、水底地形に関して相当の情報を得ることができる。低価格サイドスキャンソナーのサイドスキャン合成図の自動作成に関しては、Fig. 3に図示したように処理エラーを含む場合が多々あり、さらに航路直下の水底が強く反射する傾向があるが、この機能は、簡易的にその水域の底質図を作成する方法としては極めて効果的である。

謝 辞

本研究には、平成26・27年度京都大学防災研究所一般共同研究（研究代表者、山崎新太郎）およびJSPS科学研究費・挑戦的萌芽研究（助成番号26560187、研究代表者、山崎新太郎）を用いた。また京都大学防災研究所、釜井俊孝教授および、大阪工業大学、東良慶准教授の両氏には助言いただくとともに文献の紹介を頂いた。なお、装置開発および調査に関しては北見工業大学技術部、平松雅宏氏に全面的な支援を受けた。芦ノ湖漁業協同組合と芦ノ湖湖尻の芦ノ湖レンタルボートやまびこの方々には調査に協力頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

参考文献

- 大木靖衛（1985）：箱根芦ノ湖の湖底木から見た小田原付近の巨大地震，月刊地球，第7巻，pp. 426-430.
- 大木靖衛・袴田和夫・伊東博（1988）：ガイドブック箱根の逆さ杉，神奈川新聞社，180 p.
- 大木靖衛（1993）：箱根の逆さ杉と南関東の大地震．地学雑誌，第102巻，4号，pp. 437-444.
- 木原生物学研究所（1974）：箱根地域国有林の取扱いに関する基礎調査，東京営林局，117 p.
- 田近 淳・内田康人・大津 直・坂井眞一（2003）：

- 洞爺湖温泉町沖に発見された大規模湖底地すべり，
日本地すべり学会誌—地すべり，第40巻，第1号，pp.
46–49.
- 地盤工学会地震調査団（2000）：1999年トルコ・コ
ジャエリ地震，台湾・集集地震調査報告書，地盤工
学会.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会
（2007）：1. 箱根火山. 日本地質学会.
- 林 博通・釜井俊孝・原口 強（2012）：地震で沈ん
だ湖底の村—琵琶湖湖底遺跡を科学する，サンライ
ズ出版，144p.
- 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠
彦・市川重徳・小泉光昭（1982）：自然残留磁気か
らみた葦崎岩屑流と流れ山，地質学雑誌，第88巻，
第8号，pp. 653–663.
- 山崎晴雄・井内美郎・下川浩一・水野清秀（1991）：
南関東の地殻変動と芦ノ湖の湖底堆積物（その1）
—芦ノ湖底の音波探査と柱状採泥調査—，日本第四
紀学会講演要旨集，第21巻，pp. 92–93.
- 山崎晴雄・井内美郎・下川浩一・水野清秀（1992）：
南関東の地殻変動と芦ノ湖の湖底堆積物（その2）
—芦ノ湖の湖底ボーリング調査—，日本第四紀学会
講演要旨集，第22巻，pp. 112–113.
- Heyman, W.D., Ecochard, J.L.B., Biasi, F.B. (2007):
Low-cost bathymetric mapping for tropical marine
conservation —a focus on reef fish spawning
aggregation sites, *Marine Geodesy*, Vol. 30, pp. 37–50.
- Sugiyama S., Sakakibara, D., Tsutaki, S., Maruyama, M.,
Sawagaki, T. (2015): Glacier dynamics near the calving
front of Bowdoin Glacier, northwestern Greenland, *Jour.
Glaciology*, Vol. 61, pp. 223–232.
- Yamasaki S., Kamai, T. (2015): A novel method of
surveying submerged landslide ruins: Case study of the
Nebukawa landslide in Japan, *Eng. Geol.*, Vol 186, pp.
28–33.

（論文受理日：2017年6月13日）