

1923年関東地震による震生湖地すべりの地質構造とその意義

Geological Structure of the Shinseiko Landslide Induced by the 1923 Kanto Earthquake and its Significance

千木良雅弘・笠間友博⁽¹⁾・鈴木毅彦⁽²⁾・古木宏和⁽³⁾

Masahiro CHIGIRA, Tomohiro KASAMA⁽¹⁾, Takehiko SUZUKI⁽²⁾, and Hirokazu FURUKI

(1) 神奈川県 生命の星・地球博物館

(2) 首都大学東京

(3) 日本工営株式会社

(1) Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

(2) Tokyo Metropolitan University

(3) Nippon Koei CO. Ltd

Synopsis

1923 Kanto earthquake induced numerous numbers of landslides in the western part of Kanagawa Prefecture. In particular, a landslide dam made in Hadano still remains and its lake is known as a quake lake. However, the geological structure of the landslide was not clarified. We made geological and geomorphological investigations for this landslide, using drilling and airborne LiDAR, then found that this landslide had its sliding surface along Tokyo Pumice in the depth of about 17 m and the overlying volcanic soil and pyroclastic flow deposits slid. Tokyo Pumice erupted from the Hakone volcano 66 thousand years ago and is widely distributed in Kanagawa and Tokyo, suggesting that potential earthquake-induced landslides must be considered.

キーワード: 関東地震, 震生湖, 地すべりダム, 地質構造, 東京軽石層

Keywords: Kanto earthquake, Shinseiko, landslide dam, geological structure, Tokyo Pumice

1. はじめに

1923年関東地震は、神奈川県西部に多数の土砂災害を発生させた(井上公夫 2013). そして、秦野市にはこの地震による地すべりの堰止湖が今も残り、「震生湖」として親しまれている(Fig. 1). この震生湖地すべりは、地震直後に寺田・宮部 (1932)によって測量されたが、その内部構造は全く不明であった. 筆者らは、この震生湖地すべりと周囲で、ボーリング調査と航空レーザー計測を含む地質・地形調査を行った. その結果、地すべりの内部構造が明らかにな

り、同様の地すべりが関東地震の前にも多数発生してきたこと、また、今後も発生する可能性があることがわかった.

2. 調査方法

航空レーザー計測

震生湖および周辺の地形を調べるために航空レーザー計測を行った. 回転翼を用い、対地高度800m, レーザ照射数100,000Hz, 照射密度7.1/m²で、平成27年6月1日に計測を実施した.

地質調査

震生湖周辺で地質踏査を行うとともに、震生湖地すべりに隣接する箇所で2本のオールコアボーリング調査を実施した。また、標準貫入試験をコアボーリング孔の横で連続的に実施した。10cmごとに打撃数を計数し、それを30cm長の打撃数に換算してN値とした。

針貫入試験

ボーリングコアを対象として、概ね30cm間隔で、軟岩ペネトロ計 SH-70（丸東製作所）を用いて、針貫入勾配を測定した。これは、貫入荷重Nを針の貫入長さL(mm)で除した値である。

鉍物分析

株式会社リガク製のMiniFlex600を用いてX線分析を行った。測定条件は、40kV、15mA、 2θ (2° – 60°)、scan step 0.02° 、scan rate $15^\circ/\text{min}$ 。試料を乾燥すると、10 Åのピークが高角側にシフトすることが認められたので、自然含水状態のまま乳鉢ですりつぶし、ホルダーに詰めて分析した。

一面せん断試験

試料は後述するように、東京軽石層の軽石を震生湖の北側の尾根の反対側のピットから採取した。直径5cm、体積100ccの採土管を鉛直方向に刺し込んで現地で試料採取し、実験室で高さ約2cmの円盤に成型した。試料は蒸留水で飽和の後、所定の垂直荷重で圧密の後、排水条件で1mm/minの速度で、水平方向にせん断した。最大せん断変位は5mmとした。垂直応力



Fig. 1 Location of Shinseiko and the isopachs of tephra younger than about 90ka (Kaizuka and Suzuki, 1992)

は31kPa, 84kPa, 126kPaである。東京軽石層の軽石は、風化前には軽石の塊であるが、地中で風化して上載圧を受け続けると、上下方向の圧縮を受けて扁平になっている。一面せん断試験の試料とした軽石も、そのように扁平になったものであった。

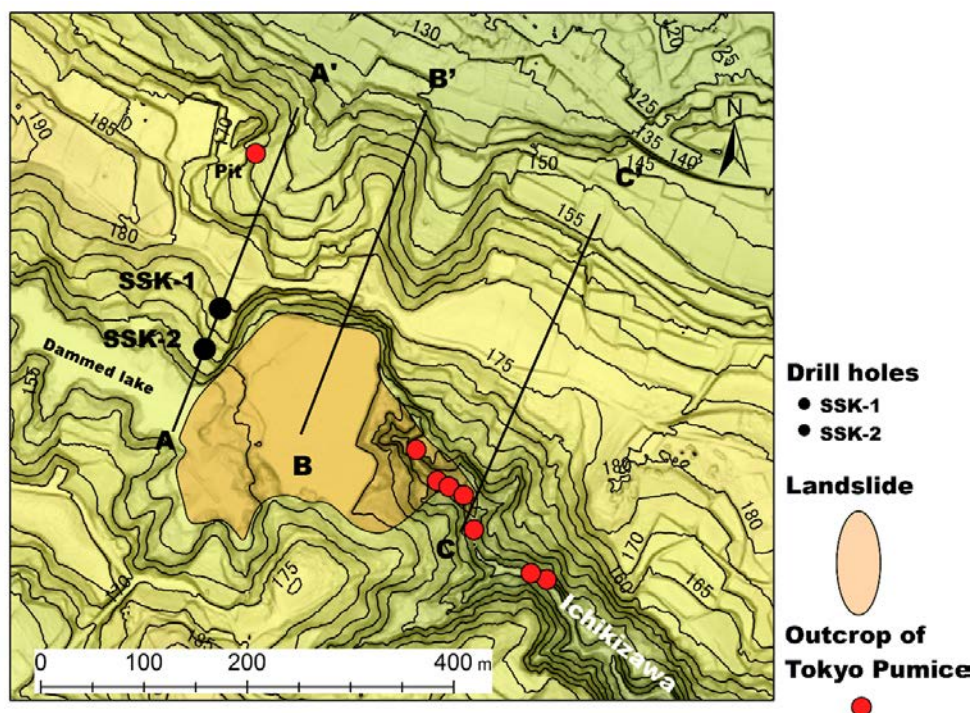


Fig. 2 Topographic image and the locations of the Shinseiko landslide, drill holes, and the outcrops of Tokyo Pumice. A pit of Fig. 3 is located in the upper left.

3. 結果と考察

3.1 地形

震生湖は、秦野盆地南側の標高200m前後で、西北西―東南東方向に延びる台地状の尾根に挟まれた市木沢上流にある(Fig. 2)。この尾根の上面は平坦であるが、それを刻む河川沿い斜面は傾斜30度以上の急斜面となっている。

地すべり直後に寺田・宮部によって測量された地すべりの形態と、現在の形態とを比較すると、地すべり土塊の表面が平坦にならされたことを除くと、現在の地形は当時の形態とほとんど変わっていないことがわかった。

3.2 地質

(1) 露頭で観察された火山灰層序

震生湖周辺では一木沢と尾根北側のピットを除いてほとんど露頭がない。このピットでは、地表から深さ2メートルまで褐色火山灰土。その下に、軽石混じり火砕流堆積物(厚さ1メートル)、粗粒軽石(厚さ80cm, 最大厚さ1cm, 最大長さ5cmのレンズ状に変形)、軽石混じり褐色火山灰土(厚さ65cm, 軽石, 高温型石英混じり)、葉理の発達したシルトと細粒砂(厚さ10cm~20cm)、軽石(厚さ5~7cm, 粒径2cm以下)、軽石混じり褐色火山灰土(厚さ80cm以上)の順に積み重なっている。この周辺で報告されている火山灰層序と比較すると(笠間・山下, 2008; 町田・森山, 1968), 厚さ80cmの粗粒軽石は東京軽石層(あるいは箱根東京テフラ, Hk-TP, 以下省略してTP)に、その上の火砕流堆積物は(Hk-T(pfl), 以下省略してTpfl)に対比され、厚さ5~7cmの軽石層は三浦軽石(MP)に対比される。東京軽石層は、大磯丘陵から多摩丘陵で最も大切な鍵層として知られ、約6.6万年前の噴出物である(青木ら, 2008)。東京軽石層は箱根火山の最後の爆発的噴火の噴出物で、それよりも上位には顕著な軽石層はない(町田・森山, 1968)。MPから上の地層は新期ローム、それよりも下の地層は吉沢ロームと呼ばれ、両者の間是不整合関係であると考えられている(町田・森山, 1968)。これらの地層は、NW-SE/58SWの断層に切られ、正断層センスのずれを示していた。

(2) 東京軽石層の露出箇所と性状

東京軽石層は、震生湖地すべりの下流側の河床脇に約200mにわたって露出している(Fig. 2)。河床脇に露出するTPは、最大直径5cmの軽石粒子からなり、軽石はナイフでようやく削れる程度に硬い(Fig. 4d)。地すべり土塊の下部には、TPとTPflが褐色火山灰土

の中に巻き込まれている様子が認められた(Fig. 4a, b)。この巻き込まれているTPは、風化して極めて軟質であり、手で練り返すと泥濁化した(Fig. 4c)。TPの露出位置は市木沢の下流に向けて次第に高くなり、河床脇には、それよりも下の層準が出現する。

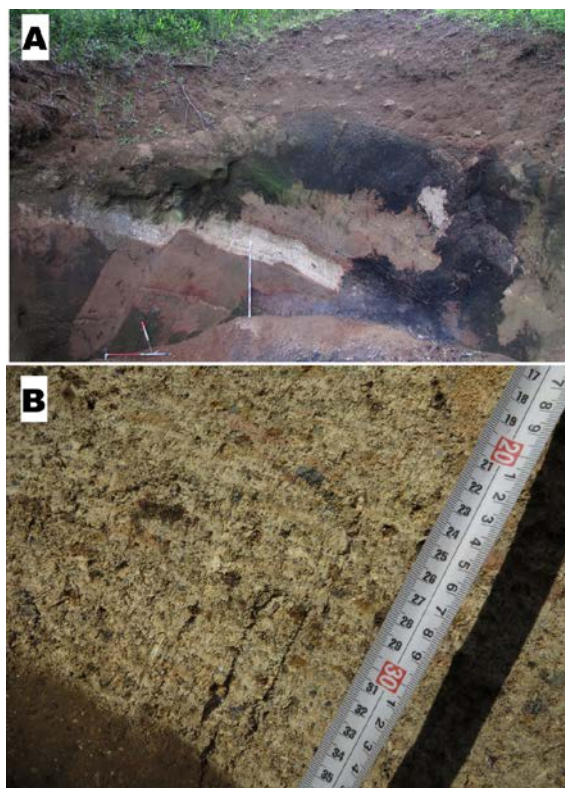


Fig. 3 Outcrop of Tokyo Pumice and its close up photograph. This location is shown in Fig. 2 as a pit.

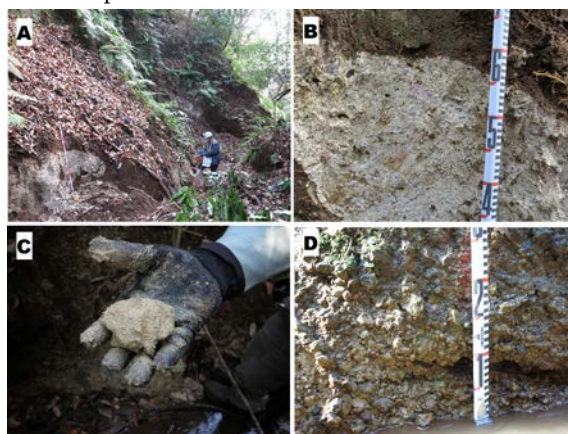


Fig. 4 Photos of Tokyo Pumice. A: TP involved in the landslide deposits of the Shinseiko landslide at its toe along the Ichiki-zawa. B: Close up view of TP in photo A. C: Remolded TP like a wet mud. D: Fresh TP along the Ichiki-zawa.

直径<2cm．黒色岩片あり
 19.26mから19.80mまで火山灰土
 19.80mから22.45mまで火山灰質砂
 弱い層理あり．一部軽石混じり
 22.45mから23mまで火山灰土
 23mから24mまで軽石と火山灰土
 地下水位は，深さ8.3mで火山灰土の中にあり，ほぼ震生湖の水面と同じ標高にあった．

地質構造

地すべりの移動方向に沿う断面をFig. 6に示す．尾根の上部のSSK-1では，TPの上のTpflは分布していない．一方，尾根の南側では，Tpflは15mと厚い．おそらく，市木沢の原型の上にTPが降下し，その後にTpflが流下してこれを埋積し，その堆積面が標高155mである．Tpflは震生湖北側の尾根の反対側のピットでも確認されたが，その高さは約155mにあり，さらにその上の地層は後述するように，古い地すべりで取り去られている．このピット位置でもTpflの上面は，155mから160m程度にあると推定される．TPの出現位置は，SSK-1からSSK-2に向けて，つまり，斜面下方に向けて低下しており，このことは，TPが市木沢に向けて低下する谷斜面を覆ったことを示している(Fig. 6)．三浦軽石も，それと同様の形態をなしている．三浦軽石層よりも下の地層がSSK-1,2で異なることは，これらの地層と三浦軽石層との間に不整合があることを示している．おそらく，この不整合面が市木沢とその北側の尾根の原型をなしており，それを三浦軽石やTPが降下物として斜面に平行に覆ったと推定される．震生湖の北側の尾根の反対側にあるピットの出現位置を考慮すると，TPが覆った斜面は，現在の尾根中心部で最も高い尾根であったと推定される．

震生湖地すべりを通る断面と，100m上流側のボー

リング測線の断面，また200m下流側を通る断面を重ね合わせると，地すべりの滑落崖の下部がTPに接合するような形態が得られた(Fig. 6)．このことは，形態的に見て，すべり面がTPにあることを強く示唆している．このすべり面傾斜は18度である．

震生湖地すべりの上流側の斜面脚部は湖底にあるために，その斜面形態は観察できないが，下流側斜面は，明瞭な遷急線をもって河床近くは急斜面となっている．Fig. 6のC-C'断面に示したように，TPは，斜面下部で堆積後の侵食によって切断されていたものと推定される．

(4) 鉱物組成

SSK-1ボーリングコアから深度に応じて試料を採取し，鉱物の深さ方向の分布を分析した(Fig. 7)．1次鉱物としては，長石と石英が同定され，風化2次鉱物として，ハロイサイトとクリストバライトが同定された．ハロイサイトのピークは10Åにあり，そのピークは，19.4m，20.5m，そして22.2mの軽石で，他の地層に比べて高かった．SSK-1のコアでは，TPの10Åピークは特に強くなかったが，地すべり土塊に含まれていたTPのものは，上記の軽石と同等のピークを示していた．これと同様のハロイサイトの強いピークは，三浦軽石と，その下位の20.5m，および22.2mの軽石で認められた．それよりも下方の軽石は，TPよりも上の火山灰土と同様のハロイサイトのピーク強度を示した．TPの風化程度，さらにハロイサイト含有率は位置によって大きく変化するが，地すべり土塊に含まれていたTPがハロイサイトに富むものであったことから，すべり面となったTPは，ハロイサイトに富むものであったと推定する．河床に露出するTPは，硬く，ハロイサイトは形成されていない．TPは，基本的には斜面内では強く風化し，谷底では風化の程度は弱いと言える．

Elevation (m)

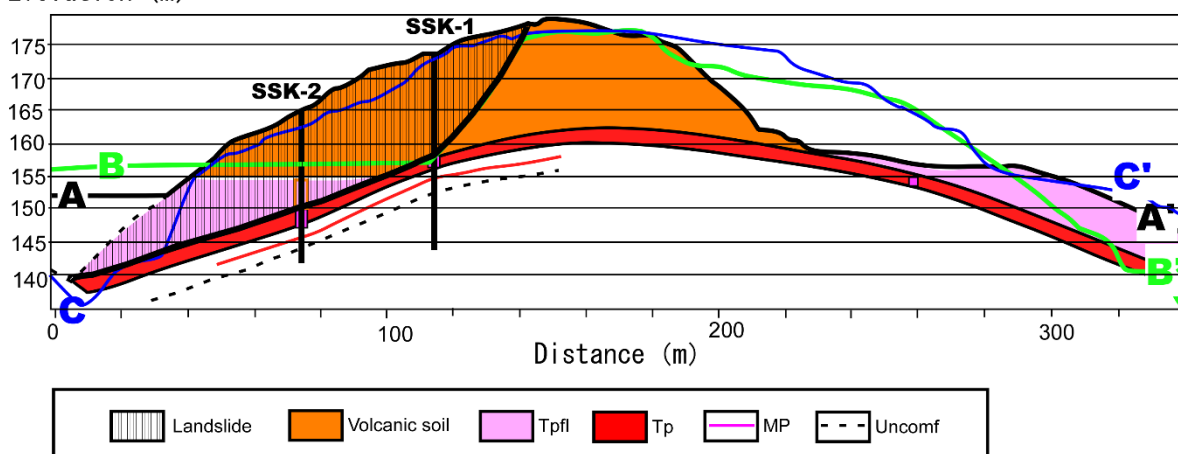


Fig. 6 Geologic cross sections along the three lines shown in Fig. 2. A-A': Drill hole line. B-B': Across the landslide. C-C': The line crossing the downstream of the landslide.

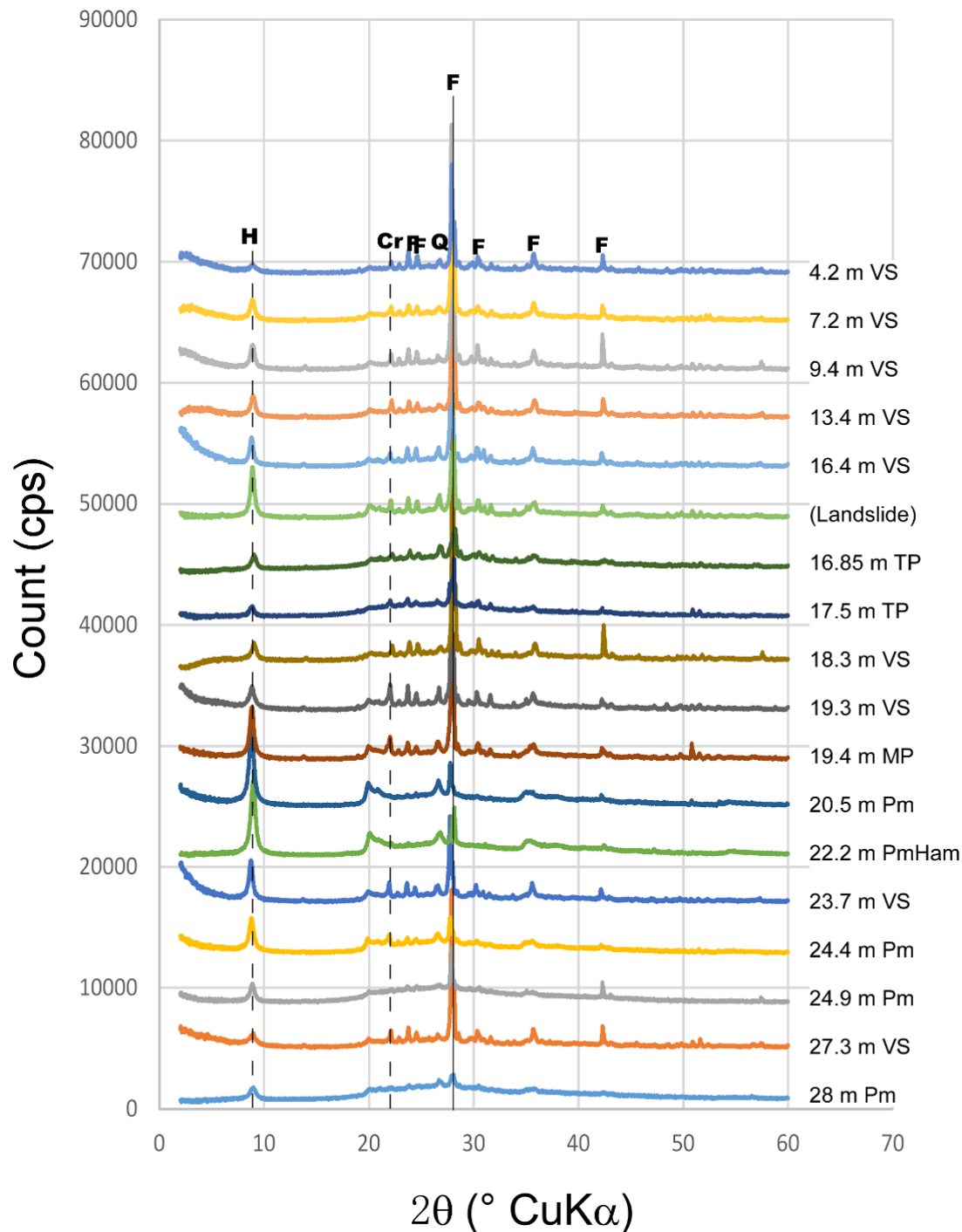


Fig. 7 X-ray diffraction diagrams for the samples from the drill hole SSK-1 and TP mixed in the landslide deposits at the toe of the landslide. H: Halloysite, Cr: Cristobalite, Q: Quartz, and F: Feldspar.

小坂ら(1984)は、東京軽石層の上に載る地層の厚い地域で軽石のハロイサイト化が進んでいると指摘し、箱根から東京付近までのTPにはハロイサイトが形成されていることを示した。また、軽石や火山灰土のハロイサイト化には、上載層、地中水の排水状況などが大きく関与すると指摘されている(Lowe, 1986)。

(5) 針貫入試験結果 SSK-1 (Fig. 6)

軽石の針貫入勾配は深度24.77mよりも浅いものでは、稀に5N/mm以上の場合もあるが、ほとんどが0であった。24.77m以深の軽石では、ほとんどの場合5N/mm以上となる。

火山灰土の貫入抵抗値は、軽石のものよりも大きい。TPよりも上の火山灰土では、最大47.9N/mm、10mで0から2N/mmと小さい。TPよりも下の火山灰土では、深さ25mから28mで60N/mmから90N/mmと大きい、それ以外はTPよりも上の値と変わらない。

SSK-2 (Fig. 6)

浅部の火山灰土の上半部は0、下半部で最大約10。その下のTpflは大部分0で、TPでは、0と約10N/mmが繰り返す。その下の火山灰土から下は、軽石で局所的に0の部分があるが、大部分30N/mm以上と硬い。

(6) 標準貫入試験 (Fig. 6)

SSK-1では、N値のパターンは針貫入勾配のパターンとほぼ同じであり、TPの上の火山灰土ではおおむね20以上と大きい、TPで低く、約10であった。その下では、火山灰土で相対的に大きく、軽石で低い傾向があった。

SSK-2では、Tpflで、針貫入勾配とN値とのパターンが大きく異なっていた。針貫入勾配の値は、Tpfl全体でほとんど0であったが、N値は上部の軽石粒子の扁平化した部分で約7であるが、下部は全体に50以上が多かった。TpflでN値が大きかったのは、本当にTpflが高強度を持っているためか、あるいは、それが動的な貫入に対して、貫入サンプラーとの間で強い摩擦を生じるためなのか、不明確であるが、針貫入勾配と手で受ける感触からすると、後者である可能性が高い。N値は、TPでは約30に低下した。それよりも下の地層ではN値は大きくなり、三浦軽石よりも下の火山灰土や凝灰質砂では50以上であった。

(7) 土の力学的性質

せん断試験の値はかなりばらついた。その一因は、軽石が風化し試料調整時に部分的に破碎してしまったことなどが考えられる。Fig. 8に試験結果を示す。この結果を1次近似すると、 c が-7.7kPa、 ϕ が34度となるが、 c は0として扱うことにする。

TPの上位の体積の多くを占める火山灰土について、SSK-1の7.7mと14.5mのものの密度を測定した結果、それぞれ自然含水状態で1.64g/cm³、1.67g/cm³、110℃乾燥後で1.03g/cm³、1.14g/cm³であった。また、含水比は、それぞれ0.58と0.46であった。

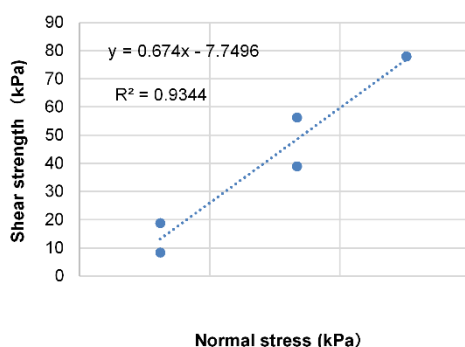


Fig. 8 Shear strength of the TP.

(8) 震生湖地すべりの安定性評価

ボーリング掘削断面で、東京軽石層の上面をすべり面と想定して、水平方向に性的な地震力を想定して地すべりの安定解析を行った。用いたパラメータは $c=0$ 、 $\phi=34^\circ$ 、密度1.6g/cm³、すべり面の傾斜18度である。用いた式は、無限長斜面に用いられる次式である：

$$Fs = \{c + (W \cdot \cos \beta - W \cdot Kh \cdot \sin \beta) \cdot \tan \phi\} / (W \cdot \sin \beta + W \cdot Kh \cdot \cos \beta),$$

ここで

c : 粘着力 (kgf / m²)

W : すべり面より上部の斜面物質の重量 (kgf)

β : 斜面の傾斜 ($^\circ$)

ϕ : せん断抵抗角 ($^\circ$)

Kh : 水平震度係数

$Kh = \text{水平地震加速度 (Gal)} / \text{重力加速度 (Gal)}$

その結果、地震力が働かない状態での安全率は2.07で、水平震度係数が0.3の時に安全率は0.97となった。これは概略の計算ではあるが、震生湖付近の震度が6から7であったこと(井上, 2013)と整合的な結果である。

(9) 周辺の地すべりと東京軽石層

震生湖地すべりの周囲には現在活動的な地すべりは知られていないが、航空レーザー計測による1mメッシュのDEMから作成した傾斜図によれば、0次谷には、幅の広い平面的な谷底を持つものが多く認められ(Fig. 9)、これらは、震生湖地すべりと同様に地すべりによって地層が失われたために形成されたものと推定される。このような“推定地すべり”の分布をFig. 9に示す。一方で、TPは震生湖地すべり下流の沢沿いと、南側の沢の上流部で確認され、その分布は、これらの沢沿いに並ぶ地すべりの地質構造が震生湖地すべりと同様である可能性を示唆している。つまり、これらの地すべりがTPにすべり面を持つ可能性がある。

(10) 震生湖地すべりに類似した降下火砕物の地震時の流動的な地すべり

震生湖地すべりに類似した降下火砕物の流動的な地すべりは、今までも多数の地震によって発生してきた(Chigira, 2014; Chigira and Suzuki, 2016)。2016年熊本地震時にも、阿蘇カルデラ内で多数発生した(佐藤ら, 2017)。また、日本だけでなく、インドネシアのスマトラ(Nakano and Chigira, 2014)、エルサルバドルでも発生し、甚大な災害を引き起こしてきた(Crosta et al., 2005)。

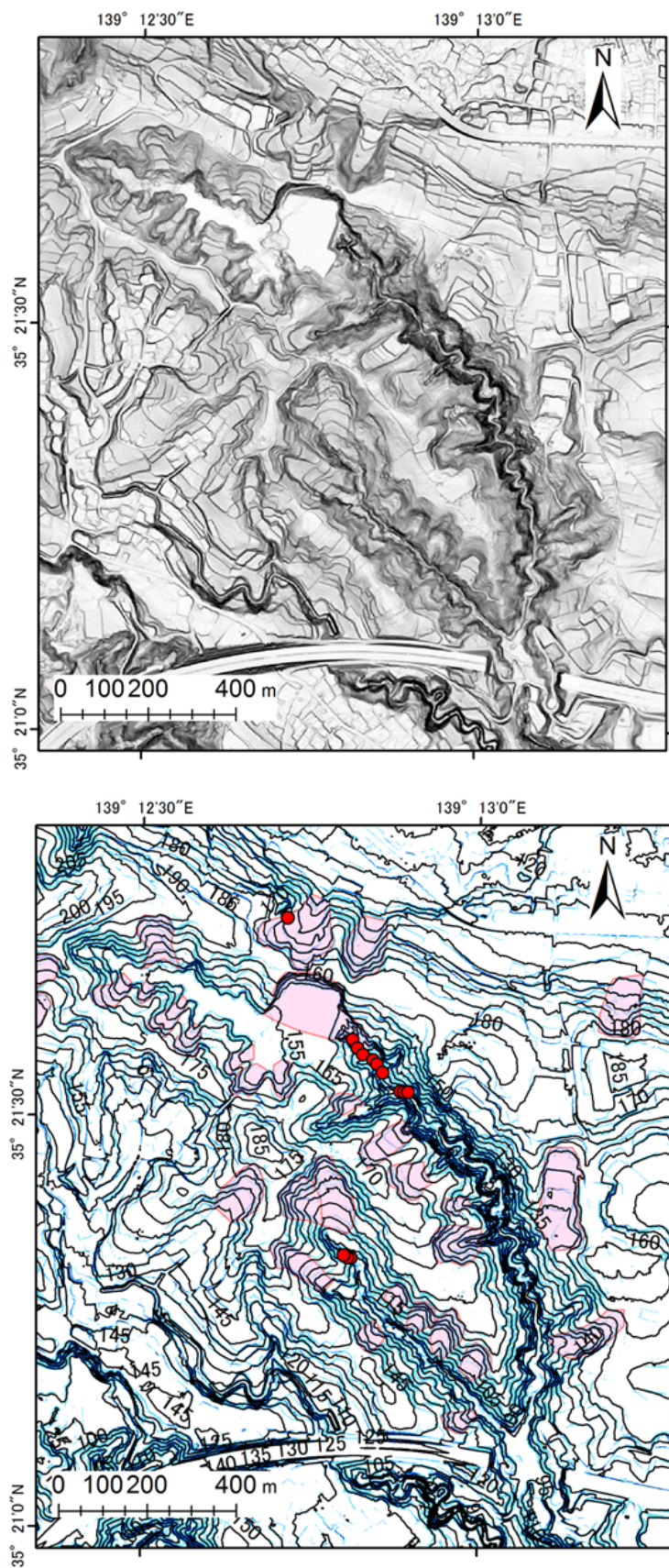


Fig. 9 A slope angle image (top) and a contour map with landslides and TP outcrops near the Shinseiko landslide (bottom).

(11) 今後の留意点

TPは、箱根火山から噴出し、神奈川から東京にかけて広く分布し (Fig. 9), 横浜でも30 cm程度の厚さを持つことが知られている(町田・森山, 1968). さらに, TPは, 一般に斜面に平行な層理面を持ち, 堆積後に震生湖と同様の侵食や人工的な造成によって斜面下部で切断されている場合も想定され, 結果的に地震時の地すべりの準備が整った箇所もあるものと考えられる.

仮にTPに地すべりのすべり面が形成されるとして, 地すべりの発生のためには, TPの風化状況, 上に載る地層の厚さ, 斜面の傾斜, 地層の下部切断の有無, 地震前の降雨状況など, 多くの要因が関係するため, 単にTPの存在が地震時地すべりの危険性を示すものではない. しかしながら, 特に, 斜面下部を切り取った箇所や, 斜面内部に地すべりの初期状態を示す亀裂がある場合などには, 斜面の安定性を検討しておくことが必要であると考え.

降下火砕物の地震時の地すべりは, 事前の降雨の

多寡に大きく影響されるため, 大量の降雨の後に大地震があった場合, 関東地震の時よりも多数の地すべりが発生する可能性もある

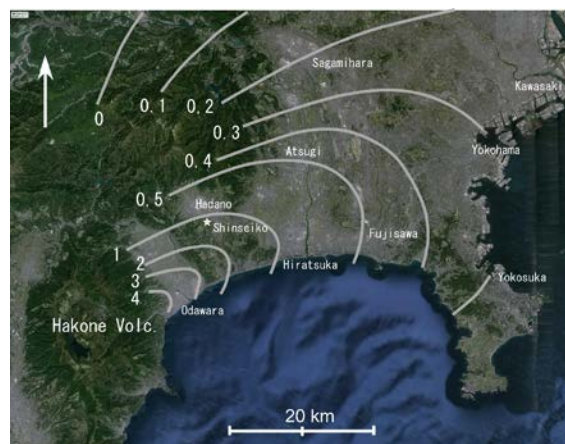


Fig. 10 Isopach map of TP in meters (Machida and Moriyama, 1968).

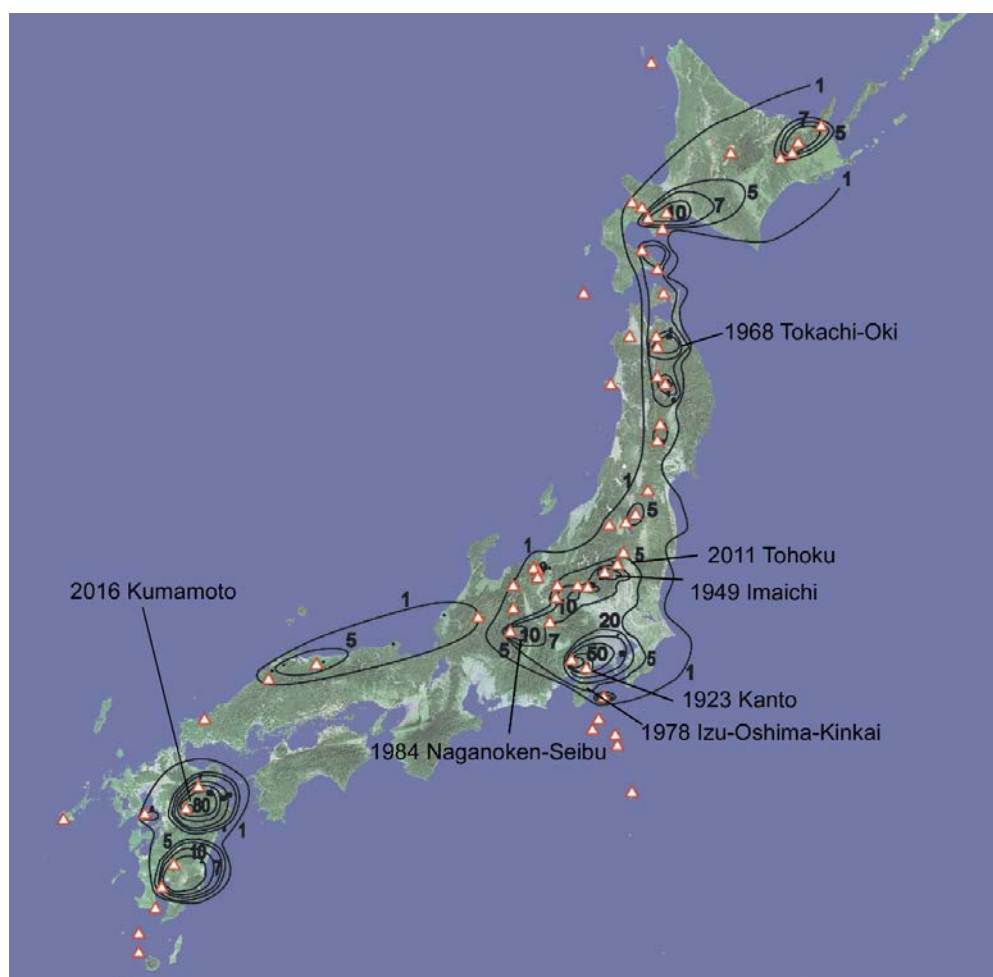


Fig.11 Occurrence sites of earthquake-induced landslides of pyroclastic fall deposits. Contours are isopachs of tephra younger than about 90 ka.

4. 結論

1923年関東地震によって発生した震生湖地すべりを対象として、2本のボーリングを含む地質調査と航空レーザー計測を含む地形調査を行った結果、次のことが明らかになった。

震生湖地すべりは、深さ17m付近にあった東京軽石層にすべり面を持ち、その上の火山灰土と火砕流堆積物がすべったものである。すべり面となった東京軽石層は強く風化し、粘土鉱物のハロイサイトに富み、構造を乱すと泥濘化するものであった。この東京軽石層は、地すべり前に河川侵食によって斜面下部を切断されていた、すなわち斜面下方からの支持力を失っていた。震生湖地すべりの周辺には、関東地震以前に発生した崩壊性地すべり跡が複数認められ、これらの多くは東京軽石層にすべり面を持つ可能性がある。東京軽石層は、約6.6万年前に箱根火山から噴出したもので、神奈川から東京に広く分布している。関東地震の後に大規模な造成によって斜面下部を切り取ったような箇所では、その上方の斜面内に不安定な状態で東京軽石層が存在するか否か、検討する必要がある。

謝辞

本研究実施にあたり、秦野市には、ボーリング調査を許可いただいた。ボーリング調査は日本工営株式会社が実施した。また、航空レーザー計測は朝日航洋株式会社が実施した。荒井紀之氏には一面せんだん試験を手伝っていただいた。本研究には、「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」事業費および科学研究費補助金（26282102）を使用した。

参考文献

青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）：鹿島沖海底コアMD01-2421の後期更新世テフラ層序。第4紀研究，47（6），391-407。
井上公夫（2013）：関東大震災と土砂災害。古今書院，東京，225。
小坂丈予・平林順一・岡田清・二木昌次（1984）：東京軽石層の風化変質による組成変改。粘土科

学，28，106－118。

貝塚爽平・鈴木毅彦（1992）：関東ロームと富士山。土と基礎，40，9-14。

笠間友博・山下浩之（2008）：いわゆる「東京軽石層」について。神奈川博調査研報(自然)，13，91-110

佐藤達樹・千木良雅弘・松四雄騎（2017）：平成28年熊本地震により発生した軽石層および火山灰土層をすべり面としたテフラ斜面の崩壊。日本地球惑星科学連合大会2017，幕張。

寺田寅彦・宮部直巳（1932）：秦野における山崩れ。地震研究所彙報，10，192－199。

町田洋・森山昭雄（1968）：大磯丘陵のtephrochronologyとそれにもとづく富士および箱根火山の活動史。地理学評論，41，241－257。

Chigira, M. (2014): Geological and geomorphological features of deep-seated catastrophic landslides in tectonically active regions of Asia and implications for hazard mapping. Episodes, 37, pp. 284-294.

Chigira, M. and Suzuki, K. (2016): Prediction of earthquake-induced landslides of pyroclastic fall deposits. In: Aversa et al. (ed.) Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice. Associazione geotecnica Italiana, Rome, pp. 93-100.

Crosta, G.B., Imposimato, S., Roddeman, D., Chiesa, S. and Moia, F. (2005): Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits: The 2001 Las Colinas Landslide (El Salvador). Engineering Geology, 79, pp. 185-214.

Lowe, D. (1986): Controls on the rates of weathering and clay mineral genesis in airfall tephra: a review and New Zealand case study. In: Colman, S.M. & Dethier, D.P. (eds.) Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Academic Press, Orlando, pp. 265-329.

Nakano, M. and Chigira, M. (2014): Geomorphological and geological features of the collapsing landslides induced by the 2009 Padang earthquake. Japan Geosciences Union Meeting 2014, Yokohama HDS05-10.

(論文受理日: 2017年6月13日)

付録 ポーリングコア写真

SSK-1







