

箱根・強羅付近地下の地質構造—とくに湖成堆積物の分布とその堆積環境

萬年一剛^{*}・水野清秀^{*2}・伊藤順一^{*2}・山下浩之^{*3}

Subsurface geology of Gora region, Hakone Volcano, Japan, with special reference to the buried lacustrine and its depositional environment

by

Kazutaka MANNEN^{*}, Kiyohide MIZUNO^{*2}, Jun'ichi ITOH^{*2} and Hiroyuki YAMASHITA^{*3}

Abstract

Gora region is an area having a number of hot springs in the north-eastern part of the caldera floor of Hakone volcano, Japan. This region is one of the foci of low Bouguer anomalies within the caldera; further, borehole analyses revealed that Neogene basement is absent in the region. Instead, very thick and massive lapilli tuff (MLT) is mainly detected up to 100 m asl from near the surface (600–800 m asl). The MLT is poorly sorted, and matrix supported containing lithic breccia originated from the edifice of the Hakone volcano and the basement. Although it contains basement lithic, the matrix shows lower alteration (up to smectite) compared to the basement (up to chlorite and epidote). At the centre of the low-gravity anomaly, the top of the MLT lies at a lower altitude than the marginal area, and a lacustrine deposit overlies the MLT. Based on the distribution and facies of the MLT, it is considered to be a funnel-shaped caldera fill. In this paper, the age of the MLT is discussed based on the analysis of fossil pollen and diatom within the overlying lacustrine deposit.

The fossil flora of the lacustrine deposit mainly comprises factors of sub-boreal to cool-temperate coniferous forest such as *Picea*, *Pinus*, *Abies* and *Tsuga*. The diatom fossils within the lacustrine deposit, which is composed of limnetic factors and dimensions of the paleo-lake, seems to reduce with time. The occurrence of a diatom species, *Cyclotella reczkieae*, indicated that a cold paleoclimate existed during the age of deposition.

The MLT contains dacite breccia of Usui Pass lava of the younger edifice of the Hakone volcano. Thus, the lower limit of the MLT is determined as the age of Usui Pass lava (0.12 Ma; Hakamata *et al.*, 2005). Since 0.12 Ma, two cool periods were known to exist during the time when the sub-boreal coniferous forest dominated. From the stratigraphical relation, the earlier period seems to correlate with the lacustrine age. The pollen assemblage of the earlier cool period is detected in paleosol immediately beneath the Hk-TP tephra (60–65 ka or MIS4; Tsuji *et al.*, 1984; Machida and Arai, 2003). Thus, the age of the MLT is restricted to 60–120 ka. This result is consistent with the hypothesis that the MLT is a younger caldera fill (80–60 ka) of the Hakone volcano.

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586

*2 (独) 産業技術総合研究所地質調査総合センター 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1

*3 神奈川県立生命の星・地球博物館 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499

論文, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第 38 巻, 11-26, 2006.

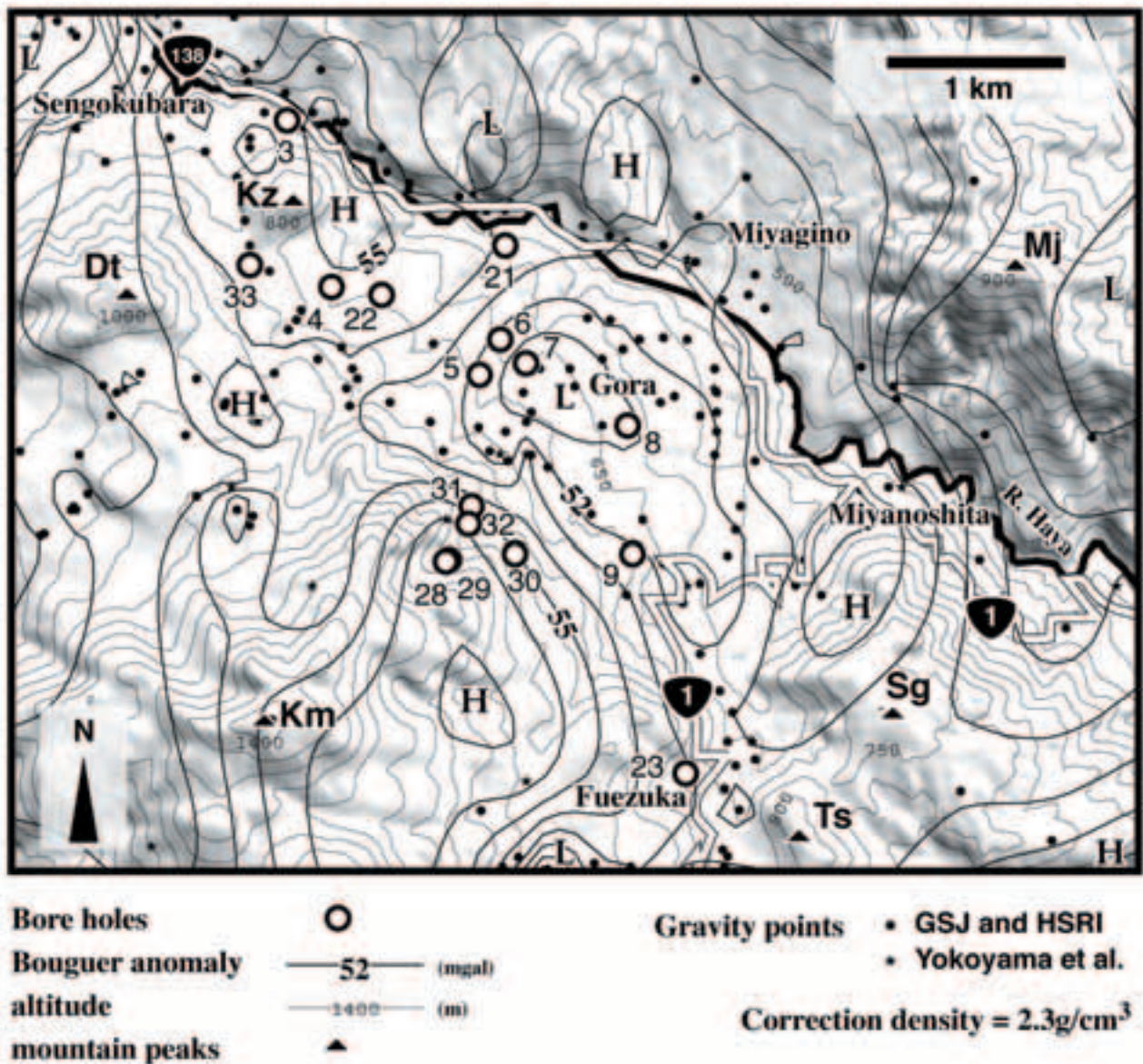


図1 強羅付近の地形、ブーゲー異常および地質を調査した井戸。井戸の番号は Kuno et al. (1971) と共通。地形は国土地理院の 50m メッシュ DEM を使用。重力異常は、地質調査総合センター(2004)、平賀ほか(1970)、Shichi and Yamamoto (2001)、横山ほか (2002) のデータを用いた。

Fig.1 Index map of the bore holes and Bouguer anomaly. Bore hole numbers are same as Kuno et al. (1971) . The map is generated using datasets of topography (50 m mesh DEM by Geographical Survey Institution of Japan) and Bouguer anomaly (Geological Survey of Japan, 2004 ; Hiraga et al.,1970; Shichi and Yamamoto, 2001; Yokoyama et al., 2002) .

1. はじめに

箱根火山は南北約 11km 東西約 8km の明瞭なカルデラ地形を有している。従来、このカルデラ地形は大規模な陥没により生じたと考えられてきたが、裏付けとなる地質学的な証拠が見つからず、その詳しい成因はよくわかっていなかった (Kuno et al., 1971; 久野, 1972)。最近の研究により、地形的な箱根カルデラ内には火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、湖成堆積物などで充填された直径 2km 以下の岩体が少なくとも 2 つ認められることがわかってきた (萬年, 2006 ; 萬年ほか, 2006)。これらの岩体はい

ずれもこの地域の基盤岩である新第三系の湯ヶ島層群や早川凝灰角礫岩とは異なるもので、中央火口丘噴出物に完全に覆われており、地表では確認できない。下限は非常に深く、ほとんどの場合孔底深度までその底が認められない。こうした特徴に加えて、岩体の分布域を中心に低重力異常が認められることから、これらの岩体はじょうご型カルデラや濁川型カルデラと呼ばれるカルデラの構造を充填する堆積物とみられる。湖成堆積物は、花粉化石を含むことからそれから推定される気候との対応により堆積年代を絞り込むことができ、カルデラ充填堆積

物の年代の上限を知る上で重要である。

この地域の地質については大木ほか(1968)により簡単な報告があるが、最近の著者らの研究により、先に述べた2つのカルデラ充填堆積物の一つが認められることがわかってきた。このカルデラ充填堆積物の年代および、湖尻地域の同様の岩体との対比は、箱根カルデラの形成プロセスを考える上で重要である。本報告では、強羅付近の地下で見られる、カルデラ充填湖成堆積物について、花粉化石と珪藻化石の分析を実施し、堆積当時の古気候と古環境を明らかにしたので報告する。

2. 強羅付近の地下構造

2.1. 概要

強羅は箱根火山中央火口丘北東部に位置し、地形的には斜度 10 度前後の斜面をなしている。この地域では 1960 年代を中心に温泉掘削が盛んに行われ、多数の地質試料が採取された。これらの解析結果は、Kuno *et al.* (1971) や大木ほか(1968)に反映されているが、詳しい地質記載はない。

我々は、Kuno *et al.* (1971)により柱状図が作成された孔井を含め、これまでに掘削されたボーリング試料の再解析を実施し、箱根地域の地下構造を再検討している。詳しい結果は今後発表していく予定であるが、ここでは要点を述べる。

強羅付近で我々が地質の解析を行った孔井の分布を図 1 に、それらの柱状図を図 2 に示す。この地域の地質構造で特筆すべき点は箱根地域の基盤である新第三系の湯ヶ島層群および早川凝灰角礫岩が、少なくとも標高 100m 以浅では認められないことである。近傍の早川沿いで早川凝灰角礫岩の上面が標高 400 ～ 500m 付近に、また強羅北方にある下湯場の温泉井[図 2 の 21 ; 萬年(1999)の DTI-1、源泉番号は仙石原第 21 号井]で湯ヶ島層群の上面が標高 230m 付近にあることを考えると、基盤は陥没しているか失われているものと見られる。

その代わりに、この地域は上位から中央火口丘噴出物およびその崖錐堆積物、湖成堆積物、マッシブな火山礫凝灰岩からなる。以下、各層について簡単に述べる。

2.2. 強羅付近地下の層序

中央火口丘噴出物は強羅の南西にある早雲山地域で地表に露出しており、この付近ではボーリング資料に基づく、ところにより厚さ 300m にも達する分厚い溶岩からなることが確かめられている(萬年・山下, 2005)。おそらく早雲山は一つの溶岩ドームなのであろう。

強羅付近の地表付近には中央火口丘溶岩は見られな

い。従来の研究でも詳しく論じたものは無いが、崖錐堆積物、神山起源の火砕流堆積物などの火砕物(小林、1999)や早川泥流[久野(1972)の CC5 ; 小林(1999)]などが地表付近にあるものとみられる。温泉ボーリングの地質試料は縮分試料であり、かつ、浅部の試料は少ないのでよくわからないが、残された試料を見る限り、厚い溶岩を掘り抜いているのではなく固結度の低い礫岩ないし火山礫凝灰岩からなるように見える。含まれる礫は中央火口丘溶岩のものと多いと見られるが、新期山体噴出物の中には中央火口丘溶岩と記載岩石学的にも化学組成的にも区別できないものもあるため、新期山体噴出物が含まれている可能性も否定できない。下位にはほぼ軽石のみからなる部分もあり、降下軽石、軽石流またはその二次堆積物と見られる。このような雑多な岩相を図 2 では「崖錐堆積物、中央火口丘噴出物およびその二次堆積物」として一括した。

中央火口丘系崖錐堆積物の下位には一部で湖成堆積物が認められる。分布や岩相は後述する。

この地域で基盤岩を除きもっとも下位にあるのはマッシブな火山礫凝灰岩である。ここではこれを MLT (massive lapilli tuff)と呼ぶ。MLT は淘汰が悪く、シルト～砂質のマトリックス中に雑多な大きさ及び種類の礫サイズの岩片が含まれる基質支持の角礫岩である。礫の配列など内部の構造は認められない。また礫にはジグソークラックなど破壊をうけた様子も認められない。MLT の変質程度は高くなく、粘土鉱物はほとんどの場合モンモリロナイトからモンモリロナイト・緑泥石混合層粘土の発達を見る程度である。緑泥石が発達する場合もあるが層序的に限定されている。また、造岩鉱物の輝石斑晶も残存していることが多いほか、しばしばかんらん石斑晶も残存する。基盤の湯ヶ島層群も火山礫凝灰岩から凝灰角礫岩の層相を示すが、強く変質して輝石斑晶やかんらん石斑晶が完全に失われる他、しばしば緑泥石や緑簾石の発達をみることなど、変質の程度から、MLT との違いは明白である。

MLT 中には明らかに新期山体(久野の新期外輪山と同じ; 袴田・ほか, 2005)起源とみられる岩片を含む。このことから、MLT の形成は新期山体形成以降ということになる。

なお、本研究で MLT としたものに類似した堆積物は強羅の南方、笛塚地域にある温泉井でも見つかっており、既に記載がある(図 2 の 23 番井; 萬年ほか, 2002)。

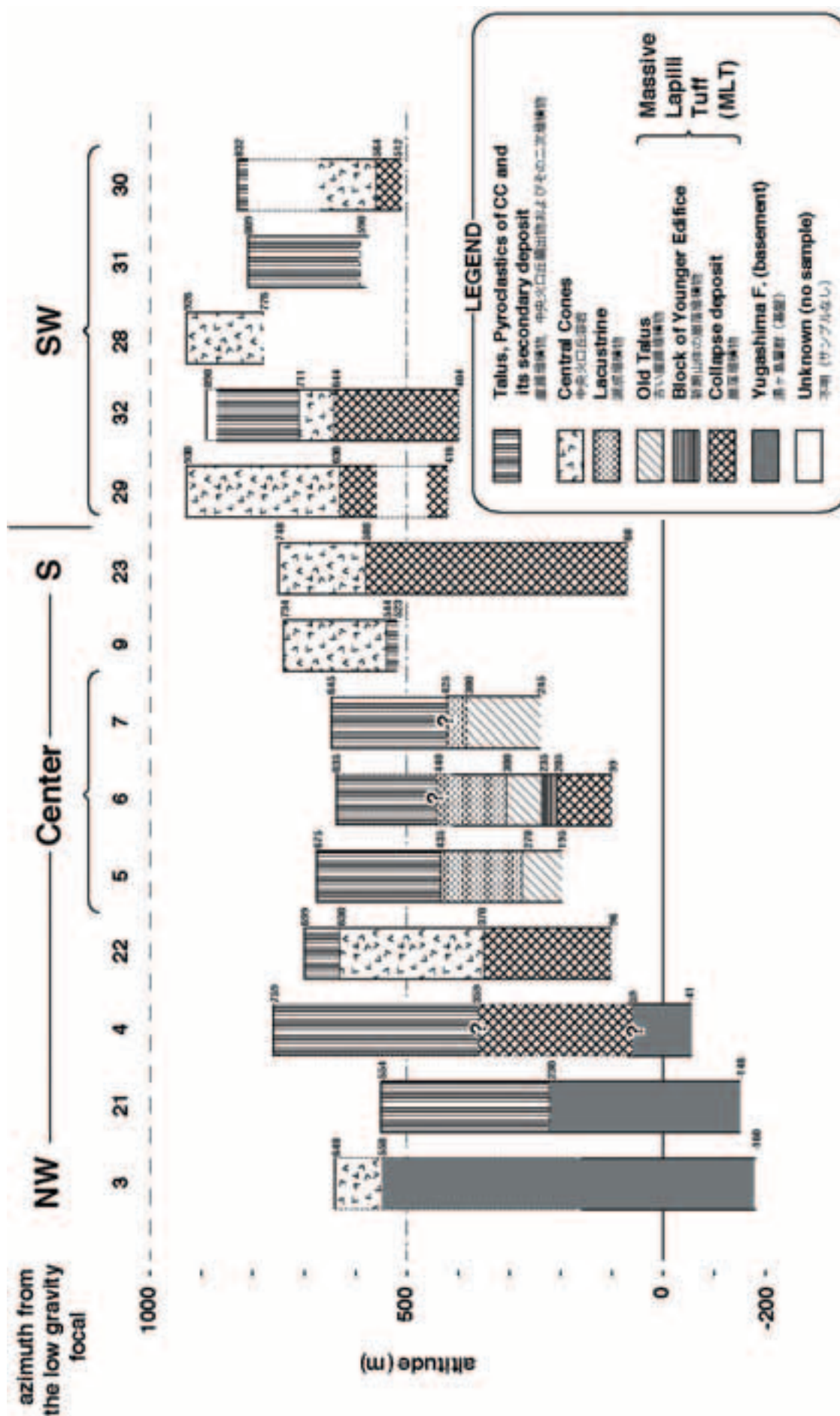


図 2 強羅地域及びその周辺の温泉井の地質柱状図。点線部分は推定。
Fig. 2 Columnar sections of the bore holes. Dashed line indicates inferred geology or boundary.

2.3. MLT の分類と成因

MLT の成因は今後の課題であるが、強羅周辺の例えば宮ノ下などでは基盤が認められる標高に存在すること、分布の中心部分で負の重力異常を示すことや、下限が非常に深いこと、マッシュプであること、などから漏斗型カルデラ(濁川型カルデラ)の充填堆積物と見られる(萬年、2006)。MLT 中には本質物質とみられる軽石片を含むことがまれであることから、噴火と同時に上空に吹き上がった堆積物(fall back)であるとは考えにくい。おそらく MLT はカルデラ崩壊時の崩落堆積物(鎌田、1993 ; 萬年、2006)や崖錐堆積物などとみられる。

これまでに検討した試料のほとんどは縮分された手標本であり、掘削時の記載もほとんど残されていないため堆積物の詳しい様子や成因を知ることは困難である。しかし、MLT は構成粒子の違いや固結度に違いが見られる。ここでは、比較的浅いところに分布し、軽石粒子を含むことが多く、固結度が低く比較的容易に崩れる MLT を崖錐堆積物、軽石粒子をほとんど含まず、固結度が高く深いところに産する MLT を崩落堆積物と考えた(図 2)。

2.4. 湖成堆積物の分布とその意義

前述のとおり、強羅付近の温泉井では湖成堆積物が認められることがある(図 2)。湖成堆積物の認められる井戸は低重力異常の中央部分に局在している。湖成堆積物はいずれの井戸でも標高 300m から 400m 前後にあり、同一のものと見られる。他の火山のカルデラ充填堆積物でも湖成堆積物はカルデラ中央部で認められるが、これはカルデラ充填堆積物がカルデラ中央部でもっとも厚いために、圧密によって中央部ほど陥没するためとされる(黒墨・土井、2003 ; 鹿野ほか、2006)。強羅付近の地下の湖成堆積物もカルデラ充填堆積物の圧密による堆積盆形成に関係しているものと見られる。MLT の上面深度がカルデラ中央部で低いことは、この考えの妥当性を示している。

3. 孔井の地質

今回、湖成堆積物中の微化石を解析したのは Kuno *et al.* (1971) の第 5 番と第 6 番にあたる。各々の井戸についてその地質を以下に述べる。なお、孔井内から採取された火山岩は岩石の全岩化学組成分析の結果から対比を行った。分析は神奈川県立生命の星・地球博物館設置の蛍光エックス線分析装置である島津製作所製 XRF-1500 を用い、分析の方法および試料調整は小出ほか(2000)に依った。対照となる地表の火山岩の全岩化学組成値は当

所及び神奈川県立生命の星・地球博物館の未公表資料、高橋ほか(2006)を参考にした。孔井から得られた火山岩類の記載岩石学的、全岩組成的特徴についての詳細は稿を改めて報告する予定である。

3.1. 第 5 番井(所内記号 67101)

この井戸は 1965 年に掘削が許可された孔口標高 685m、深さ 500m の井戸である。当所に所蔵する試料はすべて縮分されたコアの手標本 34 件である(図 3 a)。

深度 72m 以浅の手標本 7 試料はいずれもかんらん石含有両輝石安山岩または両輝石安山岩である。標本はいずれもハンマーで縮分したものと見られ、鋭利な破断面で囲まれるが一部に風化皮膜がつくため、角礫岩ないし角礫凝灰岩中の角礫と見られる。マトリックスの付着はない。僅かに発泡しているほか、石基ガラスや隠微晶質にとみ、hyalo-ophitic または hyalo-pilitic 組織を示すという特徴がある。全岩化学組成は中央火口丘溶岩または新期山体の浅間山溶岩(高橋ほか、2006)に類似する。手標本しかないため推測の域を出ないが、発泡度が高い点、石基がガラスに富む点、標本の外見や斑晶鉱物組み合わせが様々に異なるものが得られる点などを考慮すると、一枚の厚い溶岩を掘り抜いたのではなく、比較的薄い複数の溶岩流を掘り抜いているか、中央火口丘または新期外輪山の山麓に発達した崖錐を掘り抜いたものと見られる。

深度 72 ~ 250m の手標本は、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩、火山礫凝灰岩、軽石である。弱く変質しており、多くの試料でモンモリロナイトが認められるほか、方解石が認められる場合もある。軽石はガラスに富むがほとんど失透している。凝灰質砂岩、凝灰質泥岩は軽石質で、無層理である。軽石は組成的には中央火口丘溶岩に類似するが、アルカリの比率に変質の影響が認められる。基本的には中央火口丘起源の軽石を多く含む崖錐や岩屑なだらけ堆積物と見られる。

深度 250 ~ 412m の手標本は軽石質の粗粒砂からシルトサイズの凝灰質砂岩ないし凝灰質シルト岩であり、無層理のものもあるが、1mm 程度の厚さのリズミカルな砂泥互層からなるものもある。またこれらには、花粉化石が含まれる。このことや層理から湖成堆積物と判断した。これらの堆積物については花粉化石、及び珪藻化石の群集解析を行った。結果は後述する。

深度 412m 以深は標本が少ない。深度 425m のデイサイト溶岩はマトリックスや風化皮膜の付着がなく巨礫を掘り抜いた可能性が高いが、組成的には新期外輪山噴出物、とくに碓氷峠溶岩(高橋ほか、2006 ; 袴田ほか、

2005)と類似している。深度 479m のものは軽石質の凝灰質砂岩であるが、変質の程度はス멕タイトと方解石が発達する程度で、余り高くない。

深度 72m 以深は粒径の違いはあるものの基本的に軽石質で堆積盆に大きな違いはないと思われる。おそらく、この区間はカルデラ形成時に生じた凹地の堆積物で、粗粒部分は、周辺からの転石や土石流を起源とする岩塊や火山礫凝灰岩であり、細粒部分は堆積盆が静穏なときの水中堆積物と見られる。

以上のことからここでは本孔井の地質を、深度 0 ～ 72m 崖錐堆積物、深度 72 ～ 250m 中央火口丘噴出物またはその二次堆積物、深度 250 ～ 412m 湖成堆積物、深度 412m 以深孔底まで MLT(崖錐堆積物)と解釈した。

本孔井は Kuno *et al.* (1971) が、深度 0 ～ 185m 中央火口丘溶岩、深度 185 ～ 465m 古期外輪山噴出物(OS2 および OS1)、深度 465 ～ 495m[孔底]湯ヶ島層群、としているが、本研究の記載と対応せず、なぜそのように考えたかはわからない。現在残された試料でもっとも深いのは 479m のものであるが、変質の程度から見てこれは湯ヶ島層群ではない。

3.2. 第 6 番井(所内記号 68101)

本孔井は 1968 年に掘削が許可された孔口標高 642m、深さ 828m の温泉井である。現在当所には深度 245m から 755.2m のコア試料 100 点以上が残されている(図 3b)。

深度 245 ～ 330m は凝灰質の礫岩からシルト岩を主体とし、全般的に軽石のガラス質である。変質は僅かで、ガラスの一部が失透しているほか、輝石の一部がモンモリロナイトに置換されている程度でしかない。花粉化石、珪藻化石が含まれ、群集解析を行った。その結果については後述する。珪藻化石が含まれていることや、層相から見て湖成堆積物と考えられる。

深度 330 ～ 384m は新鮮な玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩、デイサイト、シルト岩である。縮分試料であるため、もともとの外形はよくわからないものが多いが、風化皮膜のついている試料もいくつか含まれ、これらから推定すると、亜角礫であると見られる。もとは火山礫凝灰岩でその角礫を保存したものと見られる。マトリックスがほとんど付着していないことから、元の火山礫凝灰岩の固結度は非常に低かったものと見られる。化学組成から判断すると、古期山体を起源とするものが多く、その他、新期山体の鷹巣山溶岩、浅間山溶岩に類似したものが若干含まれる。深度 384m でよく固結したシルト岩が見つかることからこの区間もその前の区間(245 ～

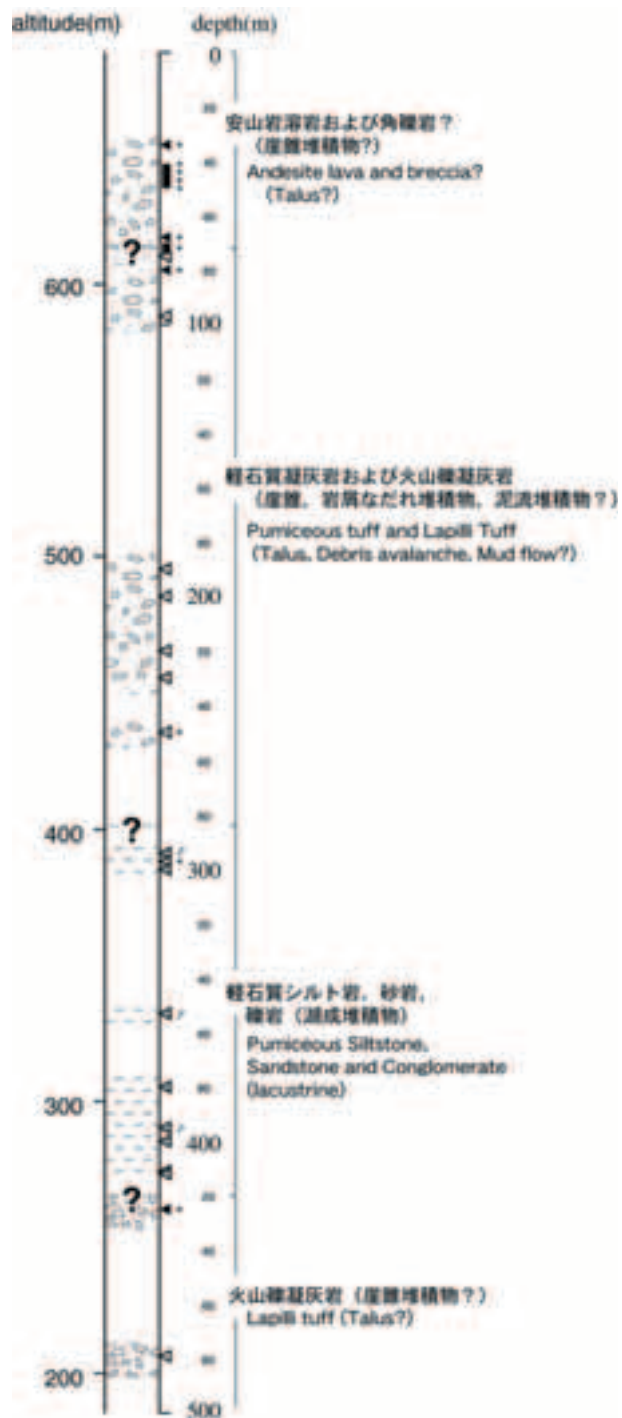


図 3a 第 5 号井の地質柱状図

Fig. 3a Columnar sections of no. 5 well

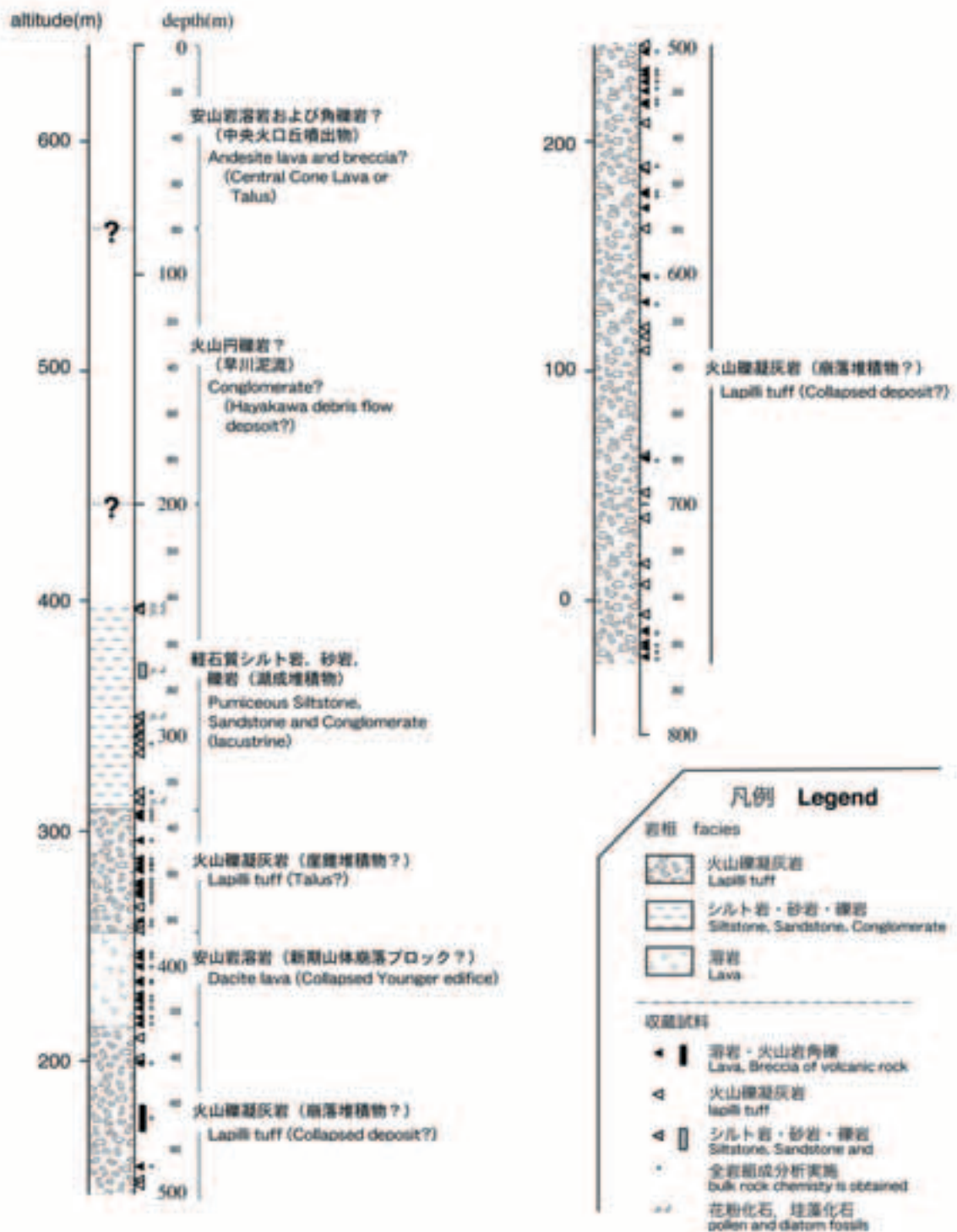


図 3b 第 6 号井の地質柱状図
Fig. 3b Columnar sections of no.6 well

330m)と同様、湖沼における崖錐性の水中堆積物かも知れない。

深度 396 ～ 430m はほとんどが新鮮な斜方輝石単斜輝石デイサイトである。この斜方輝石単斜輝石デイサイトは斜長石が 5% 以下、斜方輝石が 1% 前後、単斜輝石は斜方輝石より僅かに多い程度含まれ、石基は隠微晶質とガラスよりなる。全岩化学組成、記載岩石学的特徴は新期外輪山噴出物の碓氷峠溶岩のものと酷似する。また、415m はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩、416m は凝灰質砂岩である。415m の安山岩は新期外輪山噴出のものに類似し、全岩化学組成的には浅間山のものに近い。

深度 430m 以深は基本的に基質支持の火山礫凝灰岩であると見られる。この深度区間では、ところどころ巨礫およびマトリックスをサンプリングしたと見られる手標本がある。マトリックスは固結しており、含まれる岩片は容易に離脱しない。巨礫はいずれも新鮮で、一部ではかんらん石が残存するなどほとんど変質していないこともある。古期外輪山噴出物を起源とすると見られる玄武岩ないし玄武岩質安山岩がほとんどであるが、一つだけ単斜輝石斜方輝石安山岩(深度 520m)を含む。これは化学組成的には碓氷峠溶岩(高橋ほか、2006; 袴田ほか、2005)と似ているが、斑晶鉱物組み合わせは、斜方輝石の方が多く、全体の斑晶量もやや多めであるなど、同定には至らない。火山礫凝灰岩中の礫は基本的に角礫であるが、やや円磨したものも含まれる。深度 550 ～ 600m 付近では緑泥石が発達するなど変質の程度が大きい、それ以外の深度では、基質の変質はモンモリロナイトがやや発達する程度で、たとえばこれより深い深度 680m の玄武岩角礫は、かんらん石斑晶が残存する。ただし、そのように変質度の低い深度区間でも、含まれる小礫や砂粒はこれより変質の度合いが高いばあいがあり、モンモリロナイト・緑泥石混合層粘土、緑泥石が一般に見られるほか、一部で緑簾石も見られる。このことは、一部の礫が基盤岩類から供給されていることを示唆する。

本孔井の地質をまとめると、深度 245 ～ 330m は湖成堆積物、深度 330 ～ 400m は MLT(崖錐堆積物)、深度 400 ～ 430m が MLT 中の巨礫(新期外輪山の崩落堆積物)、深度 430m 以深が MLT(崩落堆積物)、ただし、湖成堆積物の上限は試料がないため不明、ということになる。

Kuno *et al.* (1971) および温泉地学研究所内の資料によると本孔井の地質は、深度 0 ～ 80m 中央火口丘神山噴出物[久野(1972)の CC5]、深度 80 ～ 200m 中央火口丘火山円礫岩[久野(1972)の CC2、小林(1999)の早川泥流に相当]、深度 200 ～ 386m 新期軽石流堆積物、深度

386 ～ 426m 新期外輪山噴出物、深度 426 ～ 480m 早川凝灰角礫岩、深度 480 ～ 800m[孔底]湯ヶ島層群、とされる。

Kuno *et al.* (1971) が新期軽石流堆積物とした範囲については、本研究で湖成堆積物とした範囲にほぼ一致するが、これは湖成堆積物中に含まれる軽石から軽石流堆積物と誤認したものと見られる。したがって、湖成堆積物の上限は深度 245m よりも上の深度 200m に達すると見るのが妥当であろう。

また、Kuno *et al.* (1971) が基盤岩とした深度区間については、基盤岩起源の岩片を含むものの、かんらん石が残存するなど変質の度合いが高くないことに加え、古期外輪山、新期外輪山起源の角礫を含む。このため、Kuno *et al.* (1971) の認定は不適切であろう。

以上、本研究による地層区分と Kuno *et al.* (1971) および温泉地学研究所の資料から、本報告では本孔井の地質を、深度 0 ～ 80m 中央火口丘神山噴出物[久野(1972)の CC5]、深度 80 ～ 200m 中央火口丘火山円礫岩[久野(1972)の CC2、小林(1999)の早川泥流に相当]、深度 200 ～ 330m 湖成堆積物、深度 330 ～ 400m MLT(崖錐堆積物)、深度 400 ～ 430m が MLT 中の巨礫(新期外輪山の崩落堆積物)、深度 430m 以深が MLT(崩落堆積物)、とした(図 2 および図 3b)。

4. 湖成堆積物の分析

第 5 番井の深度 294 ～ 412m の 8 試料、第 6 番井の深度 245 ～ 328.5m の 9 試料について、株式会社バリノ・サーヴェイに花粉化石と珪藻化石の分析を委託した。以下、同社の報告書を元に、分析の手法と結果を述べる。

4.1 花粉化石の分析

4.1.1. 花粉化石の分析方法

コア試料から約 10g 秤量し、塩酸処理により炭酸塩鉱物の除去を行う。フッ化水素酸処理により珪酸質の溶解と試料の泥化を行う。次に重液(ZnBr₂ 比重 2.2)を用いて鉱物質と有機物を分離させ、有機物を濃集する。この有機物残渣について、アセトリシス処理を行い植物遺体中のセルロースを加水分解し、最後に KOH 処理により腐植酸の溶解を行う。

最後に水洗し、検鏡用とした。処理後の残渣は、よく攪拌しマイクロピペットで適量を取り、グリセリンで封入し検鏡した。

概査検鏡は、生物顕微鏡にてプレパラートの全面を通常 100 ～ 400 倍で観察し、花粉化石の有無と保存状態から精査の可否を判断した。

表 1 花粉化石の分析結果 (第 5 番井・第 6 番井)

Table 1 Result of pollen analysis (no.5 and 6 wells)

	bore hole # depth (m)	no. 5 well (67101)			no. 6 well (68101)					
		294	353	395	245.0	246.0	269.0	275.0	292.0	328.5
Arboreal Pollen										
<i>Abies</i>		9	10	6	5	14	4	4	10	10
<i>Tsuga</i>		8	19	25	11	9	11	8	12	4
<i>Picea</i>		44	48	35	13	106	36	30	44	24
<i>Larix</i>		-	-	-	-	5	1	2	2	15
<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i>		-	-	-	1	22	-	-	-	2
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxyton</i>		-	-	-	-	2	-	-	1	-
<i>Pinus</i> (Unknown)		3	11	8	24	29	32	26	53	17
<i>Sciadopitys</i>		20	35	40	3	-	9	2	4	4
Taxodiaceae (<i>Cryptomeria</i>)		-	-	2	28	2	17	22	10	23
Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae		16	6	1	19	-	18	11	3	3
<i>Salix</i>		3	-	-	-	-	1	-	-	1
<i>Myrica</i>		-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Juglans</i>		-	-	-	-	-	1	4	2	9
<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>		-	1	1	36	1	33	25	17	29
<i>Corylus</i>		8	8	-	5	-	1	4	3	-
<i>Betula</i>		-	-	-	9	1	14	3	5	14
<i>Alnus</i>		4	6	1	56	1	29	26	32	44
<i>Fagus</i>		13	8	3	9	4	11	10	4	12
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>		2	6	-	30	2	33	18	10	9
<i>Hemiptelea</i>		2	2	5	9	-	8	6	2	4
<i>Ulmus-Zelkova</i>		2	2	-	12	7	14	8	11	9
<i>Celtis-Aphananthe</i>		-	-	-	3	-	1	-	-	-
<i>Phellodendron</i>		-	-	-	-	-	1	-	1	1
<i>Buxus</i>		-	-	-	-	-	-	1	1	1
<i>Acer</i>		-	1	-	1	-	2	2	3	-
<i>Elaeagnus</i>		1	2	-	-	1	-	4	2	2
Araliaceae		-	-	-	1	-	-	-	-	-
Ericaceae		-	-	1	9	-	-	2	-	-
<i>Ligustrum</i>		-	-	-	-	-	-	-	-	1
<i>Fraxinus</i>		-	-	-	5	1	6	8	12	16
<i>Lonicera</i>		-	-	-	-	-	-	-	-	1
Nonarboreal Pollen										
<i>Alisma</i>		-	-	-	-	-	-	-	1	-
Gramineae		1	-	-	67	1	8	24	10	22
Cyperaceae		-	-	-	12	-	11	5	7	9
Chenopodiaceae		-	-	-	-	-	-	-	-	2
Caryophyllaceae		-	-	-	-	-	-	1	-	-
<i>Thalictrum</i>		-	-	-	-	-	-	2	1	-
Ranunculaceae		-	-	-	1	-	-	-	2	-
Rosaceae		-	-	-	1	-	1	-	-	-
Umbelliferae		-	-	-	2	-	1	1	1	1
<i>Linnaea</i>		-	-	-	-	1	1	-	-	-
<i>Artemisia</i>		1	3	-	20	2	16	20	7	19
Carduoideae		-	-	-	6	5	1	1	-	3
Cichorioideae		-	-	-	-	-	-	1	1	-
Unknown Pollen										
Unknown pollen		-	-	-	18	1	4	10	12	10
Pteridophyta and Bryophyta Spores										
<i>Lycopodium</i>		-	-	1	8	-	2	1	-	3
<i>Osmunda</i>		-	2	4	1	3	-	-	1	2
other Pteridophyta spores		6	6	11	63	12	24	34	15	18
<i>Sphagnum</i>		-	-	-	5	-	-	-	-	-
TOTAL										
Arboreal Pollen		135	165	128	290	207	283	226	244	255
Nonarboreal Pollen		2	3	0	109	9	39	55	30	56
Unknown Pollen		0	0	0	18	1	4	10	12	10
Pteridophyta and Bryophyta Spores		6	8	16	77	15	26	35	16	23
Total Number of Pollen & Spores		143	176	144	494	232	352	326	302	344

精査検鏡は、生物顕微鏡のプラン・アポクロマト対物レンズを用い、通常 400 ～ 600 倍(必要に応じて 1,000 倍)で観察し、プレパラートの 2/3 から全面を走査し、その間に出現した全ての種類(Taxa)について同定・計数を行った。

4.1.2. 花粉化石分析の結果

精査を行う前に、花粉の有無を判定する概査を実施した。その結果、第 5 番井の深度 300m と 400m 試料は無化石であることがわかった。同孔井ではその他の花粉化石を産出した試料も熱変成を受けて炭化し、保存状態は非常に悪い。分析後の残渣量が微量であった深度 379.9m、411m、412m 試料は精査を行えなかった。残りの深度 294m、353m、395m 試料についても変質が激しく、精査するには花粉化石の観察が十分に行えないので、よい試料とはいえないが、可能な範囲で精査を行うこととした。

一方第 6 番井では、概査の結果、深度 299.7m、300.2m、300.8 m の 3 試料は無化石であることがわかった。同孔井の残り 6 試料については化石の保存状態が悪いものの産出数は多く、精査を実施して化石の同定と計数を行った。

結果を表 1 にまとめる。両孔井とも産出した花粉・孢子化石は類似している。共通した産出化石は、木本花粉では、モミ属(*Abies*)、ツガ属(*Tsuga*)、トウヒ属(*Picea*)、マツ属(*Pinus*)、スギ科(スギ属近似種)(*Taxodiaceae* (cf. *Cryptomeria*))、イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科(*Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae*)、クマシデ属-アサダ属(*Carpinus-Ostrya*)、カバノキ属(*Betula*)、ハンノキ属(*Alnus*)、ブナ属(*Fagus*)、コナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*、以後、コナラ亜属と記述する)、ハリゲヤキ属(*Hemiptelea*)、ニレ属-ケヤキ属(*Ulmus-Zelkova*)、草本花粉とシダ・コケ植物孢子ではイネ科(*Gramineae*)、ヨモギ属(*Artemisia*)、他のシダ植物孢子(other *Pteridophyta* spores : 科・属不詳のため一括した孢子)などがある。

孔井ごとに産出する化石種の変化を見る。

第 5 番井では、深度 294m、353m、395m 試料の 3 試料はよく似た花粉化石群集であり、トウヒ属が多産し、マツ属、ツガ属、モミ属、カラマツ属近似種などの針葉樹花粉が優占する。クマシデ属-アサダ属、カバノキ属、ハンノキ属、コナラ亜属、ハリゲヤキ属などは低率である。草本花粉とシダ植物孢子は低率である。

第 6 番井では、深度 269.0 ～ 275.0 m(a と b)、292.0m、328.5m の 4 検体は比較的よく似ており、トウヒ

属とマツ属が主に産出し、クマシデ属-アサダ属、ハンノキ属などこれに次いで産出し、スギ属、ツガ属、ブナ属、コナラ亜属、カバノキ属、ハリゲヤキ属などを伴う。また、低率ながらカラマツ属を産出する。草本花粉は少なく、イネ科、カヤツリグサ科、ヨモギ属などが主に産出する。

その他、深度 246.0m ではトウヒ属が卓越して産出し、マツ属単維管束亜属を含むマツ属が多産する。モミ属とツガ属がこれに続くが、スギ属、クマシデ属-アサダ属、ブナ属、コナラ亜属、ニレ属-ケヤキ属などの産出は低率である。

また、深度 245.0m では、クマシデ属-アサダ属、ハンノキ属、コナラ亜属、スギ属などが主に産出し、トウヒ属、マツ属、イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科、カバノキ属、ブナ属、ハリゲヤキ属、ニレ属-ケヤキ属などを伴う。草本花粉ではイネ科が多産する。

4.2. 珪藻化石の分析

4.2.1 珪藻化石の分析方法

花粉分析の概査の結果から、化石の保存のよい第 6 番井の深度 246m、269-275 m (a)、269-275 m (b)、292m および 328.5 m の計 5 試料について精査を実施した。

湿重約 5g について、過酸化水素水と塩酸により試料の泥化と有機物の分解・漂白を行い、分散剤を加えた後、蒸留水を満たし放置した。その後、上澄み液中に浮遊した粘土分を除去したうえで、珪藻殻の濃縮を行った。L 字形管分離で砂質分の除去を行い、検鏡し易い濃度に希釈し、カバーガラス上に滴下して乾燥させた。乾燥した試料上に封入剤のプリュウラックスを滴下し、スライドガラスに貼り付け永久プレパラートを作製した。

検鏡は、油浸 600 倍または 1000 倍で行い、メカニカルステージを用い任意に出現する珪藻化石が 200 個体以上になるまで同定・計数した。なお珪藻殻が半分以上破損したものについては同定・計数は行っていない。結果を表 2 に示す。

4.2.2. 珪藻化石分析の結果

検出された珪藻化石は、まず、塩分に対する適応により大きく 5 分類し、さらに淡水生は、淡水中における生態性(珪藻の 3 つの適応性：水中の塩分・pH・流水に対する適応性)に基づいて分類し、整理検討を行った。

(1) 第 6 番井・深度 328.5 m

同試料には、多くの珪藻化石が認められ、今回の分析試料の中では堆積物中の絶対量は最も多い。化石殻の保

表2 珪藻化石の分析結果 (第6番井)

Table 2 Result of diatom analysis (no.6 well)

Species Name	Ecology			sample (depth in m)				
	H.R.	pH	C.R.	246	269-275		292	328.5
					(a)	(b)		
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow	Ogh-Meh	al-il	l-ph	1	-	-	-	-
<i>Nitzschia</i> cf. <i>frustulum</i> (Kuetz.) Grunow	Ogh-Meh	al-bi	ind	-	-	-	1	-
<i>Aulacoseira</i> cf. <i>distans</i> (Ehr.) Simonsen	Ogh-hob	ac-il	l-bi	-	-	-	-	3
<i>Aulacoseira islandica</i> (O.Mull.) Simonsen	Ogh-ind	al-il	l-ph	-	-	-	-	187
<i>Aulacoseira italica</i> (Ehr.) Simonsen	Ogh-ind	al-il	l-ph	18	-	-	-	1
<i>Aulacoseira italica</i> var. <i>tenuissima</i> (Grun.) Simonsen	Ogh-ind	ind	l-ph	4	-	-	-	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	-	1	-	1	1
<i>Cocconeis pediculus</i> Ehrenberg	Ogh-ind	al-bi	ind	-	-	-	-	1
<i>Cyclotella bodanica</i> var. <i>lemanica</i> (O.Muller) Bachmann	Ogh-ind	al-il	l-bi	-	-	-	1	-
<i>Cyclotella</i> cf. <i>bodanica</i> var. <i>lemanica</i> (O.Muller) Bachmann	Ogh-ind	al-il	l-bi	1	-	-	-	-
<i>Cyclotella reczkiei</i> Churs	Ogh-ind	al-il	l-bi	12	188	183	1	-
<i>Cymbella sinuata</i> Gregory	Ogh-ind	ind	r-ph	1	-	-	-	-
<i>Cymbella</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	-	1	-	-	-
<i>Diploneis elliptica</i> (Kuetz.) Cleve	Ogh-ind	al-il	l-ph	-	-	-	-	1
<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve	Ogh-ind	al-il	ind	-	-	-	1	-
<i>Epithemia adnata</i> (Kuetz.) Brebisson	Ogh-ind	al-bi	ind	4	-	1	1	-
<i>Epithemia sores</i> Kuetzing	Ogh-ind	al-bi	ind	-	-	-	1	-
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>westermanni</i> (Ehr.) Grunow	Ogh-ind	al-il	ind	5	4	3	17	1
<i>Epithemia</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	7	-	1	5	-
<i>Eunotia</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	2	-	-	-	-
<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot	Ogh-ind	al-il	ind	16	4	1	16	-
<i>Fragilaria virescens</i> var. <i>capitata</i> Oestrup	Ogh-ind	ac-il	l-ph	1	-	-	-	-
<i>Fragilaria zeilleri</i> var. <i>elliptica</i> Gasse	Ogh-unk	unk	unk	20	4	6	-	-
<i>Fragilaria</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	5	-	1	8	-
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grunow	Ogh-ind	al-il	ind	-	-	-	2	-
<i>Melosira solida</i> Eulenstein	Ogh-unk	ind	l-ph	-	-	1	-	-
<i>Navicula huxta</i> Pantocsek	Ogh-ind	al-il	l-ph	2	-	-	-	-
<i>Navicula</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	-	-	-	1	-
<i>Nitzschia amphibia</i> Grunow	Ogh-ind	al-bi	ind	-	-	-	-	1
<i>Nitzschia</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	-	-	-	1	-
<i>Pinnularia borealis</i> var. <i>rectangularis</i> Carlson	Ogh-ind	ind	ind	-	1	-	-	-
<i>Pinnularia obscura</i> Krasske	Ogh-ind	ind	ind	-	-	-	1	-
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O.Muller	Ogh-ind	al-il	ind	9	2	4	-	2
<i>Sellaphora pupula</i> (Kutz.) Mereschkowsky	Ogh-ind	ind	ind	1	-	-	-	-
<i>Stephanodiscus minutulus</i> (Kuetz.) Round	Ogh-ind	al-il	l-bi	-	-	-	-	2
<i>Stephanodiscus parvus</i> Stoermer and Hakansson	Ogh-ind	al-il	l-bi	-	-	-	1	1
<i>Stephanodiscus</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk	-	-	-	-	1
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kuetzing	Ogh-ind	ac-il	l-bi	-	-	-	1	-
Total				109	205	201	60	202
H. R. 塩分に対する適応性								
Ogh-il	貧塩好塩性種	Halophilous	al-bi	真アルカリ性種	Acidobiontic	l-bi	真止水性種	Limnobiontic
Ogh-ind	貧塩不定性種	Indifferent	al-il	好アルカリ性種	Acidophilous	l-ph	好止水性種	Limnophilous
Ogh-hob	貧塩好塩性種	Halophobous	ind	pH不定性種	Indifferent	ind	淡水不定性種	Indifferent
Ogh-unk	貧塩不明種	unknown	ac-il	好酸性種	Alkaliphilous	r-ph	好流水性種	Rheophilous
Ogh-Meh	貧塩〜汽水性種	Oligohalobous-Mesohalobous	ac-bi	真酸性種	Alkalibiontic	r-bi	真流水性種	Rheobiontic
			unk	pH不明種	unknown	unk	流水不明種	unknown

存状態は、大半が完形殻であり、溶解の痕跡もほとんど認められないことから、状態としては普通から良好である。すべて淡水生種で構成される。また、陸生珪藻は僅かで、ほぼ水生珪藻のみからなると言ってもよい。

貧塩一不定性種が優占しており、貧塩一好塩性種は、全く検出されていない。pH に対する適応性については、産出した種がすべてアルカリ性種であり、酸性種は認められない。

流水に対する適応性を見ると、全体の 98 %が止水成種で、流水性種は全く検出されない。

なお、淡水生種の中には、水中から出て陸域の乾いた環境下でも生育する種群が存在するものがあり、陸生珪藻と呼ばれる。これらは、陸域の乾いた環境を指標することから、古環境を推定する上で極めて重要な種群である。

多産あるいは優占した種は、止水性種の *Aulacoseira islandica* であり、本種が産出個体数の 90%以上を占めている。*Aulacoseira islandica* は、一般には、*Aulacoseira italica* に伴って認められることが多いが、本試料のように多産するのは比較的珍しい。生態性は、広域分布種であり、適度に富栄養な池沼や河川等の止水域に生育するとされ(Krammer and Lange-Bertalot, 1991)、*Aulacoseira italica* と同様な生育環境を示す。

希産種で特筆すべき種類として、止水性種の *Aulacoseira distans*、*Stephanodiscus minutulus*、*Stephanodiscus parvus* 等がある。これらは淡水生の浮遊性種で、比較的規模の大きい池沼や湖沼に特徴的に認められる。特に *Stephanodiscus minutulus* は、生育にある程度の水深が必要とされ、これまで我国で報告されたのは琵琶湖(Mori,1974; 根来、1960)等の規模の大きい湖からである。

以上のような産出種群の生態性から、本試料の堆積時は、ある程度の規模をもった池沼あるいは湖沼の環境下にあったものと推定される。

(2) 第6番井・深度 292m

同試料からは、60 個体の珪藻化石が検出された。殻の保存状態は、溶解の痕跡はほとんど認められないものの、大半の殻が半壊して完形殻が少ないため、状態はやや不良である。

検出された群集は、ほとんどが淡水生種であり、若干の淡水～汽水生種を伴う種群で構成される。ほとんど貧塩不定性種あるいは不明種であり、好塩性種(ここでは淡水～汽水生種)は1 個体のみである。pH 適応性は、大半がアルカリ性種と pH 不明種で構成され、酸性種は認

められない。流水適応性については、大半が流水不定性種であり、低率に止水性種を伴っている。流水性種は認められない。水生珪藻と陸生珪藻の比率は、95%以上が水生珪藻であり、陸生珪藻は数%しか検出されない。

多産あるいは優占した種は、流水不定性種の *Epithemia turgidula* var. *westermanni*、*Fragilaria ulna* である。

注目される希産種としては、*Cyclotella reczkieae* がある。これは現生しないため絶滅種とされており、国内では群馬県の北部に位置する小野上累層(小野上団体研究グループ, 1988)という前期更新世の湖成層と考えられる地層から報告(田中・小林, 1995)されている。

産出種群の生態性から総合的に解釈すると、本試料の堆積時は、基本的には沼沢あるいは湿地のような水深の浅い水域の環境下にあった可能性が高い。池沼～湖沼性の種も認められたため、近接した場所に水深のある水域が存在した可能性もあるが、これらの種は産出率が低いいため、下位層準からの再堆積の可能性も考えられ、他のデータも含めた再検討が必要である。

(3) 第6番井・深度 269-275m

この深度区間の2 試料は、産出種群も近似しているので同時に述べる。化石の産出率は、両試料とも堆積物中の絶対量が多いとはいえないものの、200 個体以上が検出された。化石の保存状態は、殻の一部が壊れている個体が多いこと、大半の個体に溶解の痕跡が残っていることから、状態としては不良である。

塩分に対する適応性は、90%以上を貧塩不定性種が占めており、その他は若干の不明種を伴っている。貧塩好塩性種は認められない。アルカリ性種が95%以上認められ、その他は pH 不明種が認められるのみで、酸性種は認められない。他方、流水に対しては、約 90%を止水性種が占めており、他は 2-5%程度の流水不定性種および流水不明種が認められた。水生珪藻と陸生珪藻の比率は、ほとんど水生珪藻であり、陸生珪藻は1%以下である。

本試料から多産あるいは特徴的に認められた種類は、止水性種の *Cyclotella reczkieae* であり、産出種群の約 90%を占めているが、これが発見されている場所は平均して高緯度地域であることから、最も適した環境は高緯度の低温水域である可能性が示唆される。

希産種については、流水不定性種の *Epithemia turgidula* var. *westermanni*、*Fragilaria ulna*、*Rhopalodia gibba* 等の沼沢地あるいは湿地などに広く生育する種である。

以上のことから、本試料の堆積時は、おおむね湖沼の環境にあったものと推定される。

(4) 第6番井・深度246m

本試料も堆積物中の絶対量は多いとはいえないものの、100個体以上が検出された。化石の保存状態は、半壊した殻が多く、一部には溶解の痕跡が認められることから、状態としては不良である。

検出された種群は、ほとんど淡水生種といってもよいが、1個体の淡水～汽水生種が認められた。

塩分に対する適応性については、約70%が貧塩不定性種、貧塩不明種が28%程度であり、貧塩好塩性種は数%と極低率にしか認められない。pHに対する適応性は、62%をアルカリ性種が占めており、30%がpH不明種、7%程度のpH不定性種、1%以下の酸性種という構成比率である。流水に対しては、止水性種が35%で最も多く、次いで流水不定性種と流水不明種がそれぞれ32%程度、流水性種は1%未満という構成である。水生珪藻と陸生珪藻の比率は、すべて水生珪藻であり、陸生珪藻は認められない。

多産した種類は、止水性種の *Aulacoseira italica*、*Cyclotella reczkieae*、流水不定性種の *Epithemia turgidula* var. *westermanni*、*Fragilaria ulna*、*Fragilaria zeilleri* var. *elliptica*、*Rhopalodia gibba* 等である。

以上のような産出種群の生態学的特徴から、本試料の堆積時の環境は、下位層準で推定された池沼あるいは湖沼の規模が縮小し、広範に沼沢地あるいは湿地化したものと推定される。

5. 湖成堆積物堆積時の古環境

本研究で解析を行った試料のほとんどで、花粉化石はトウヒ属が多産し、マツ属、ツガ属、モミ属、スギ属など針葉樹花粉が優先することから、針葉樹林の発達が推定される。このことからこの湖成堆積物の堆積時の古気候はおおむね冷温帯から亜寒帯と見られる。第6番井の深度245.0mではトウヒ属は多産せず、針・広混交林と考えられるが、暖温帯に分布するアカガシ亜属など常緑広葉樹が認められないことから、冷温帯ないし亜寒帯の下部と推定される。

現在の植生をみると、平地は暖温帯に属し常緑広葉樹が卓越、箱根の高いところは冷温帯に属し落葉広葉樹が卓越する。したがって、本研究で解析を行った試料は箱根地域の標高を考慮しても、現在より寒冷な時期の堆積物と推定される。

珪藻化石からみると湖成堆積物は閉鎖的な水系で堆積

したことが示唆される。また、もっとも深い層準の第6番井の328.5mである程度の規模を持った湖沼が推定される一方、それ以浅になると水深が浅くなるとともに、水域の規模が小さくなる傾向があるように見える。

加えて、*Cyclotella reczkieae* の産出から堆積時の湖水が低温であったことが示唆され花粉化石の結果と調和的である。

以上のことをまとめると、この湖成堆積物の堆積時は現在よりも相対的に寒冷であり、最初、湖沼はある程度の規模を持っていたものの、その後規模が小さくなったことが示唆される。

6. 湖成堆積物の年代対比

本研究で扱った湖成層の下位の火山礫凝灰岩中には、新期山体起源の角礫が含まれるので、その上位に当たる湖成堆積物の堆積時期は新期山体形成期以降となる。火山礫凝灰岩中の角礫は新期山体の碓氷峠溶岩に類似していたが、露頭から採取したこの溶岩については0.12±0.01Maの年代値が得られている(袴田ほか、2005)。新期山体の下限はHk-TAu12テフラの年代から0.13Maと見られるので(町田・新井、2003; 袴田ほか、2005)、仮に角礫が碓氷峠溶岩でないとしても新期山体起源である限り、角礫凝灰岩の年代は0.13Maより古くなることはない。

0.12から0.13Maは最終間氷期にあたり、その後気温は下がり、約1万年前まで現在よりも低い気温の時代が続いた。辻(1983)によると、この期間に関東地方で特に著しい寒冷期は2期ある。一つは、東京軽石(60-65ka; 町田・新井、2003)の直下にある明瞭な寒冷期で、トウヒ属が優先し、カラマツ属、モミ属、ツガ属、マツ属を随伴する針葉樹林が発達した時期、もう一つは21-18kaの時期で、チョウセンゴヨウが優先するほか、トウヒ、シラベなどの亜寒帯針葉樹を含む。

本地域の標高では得られる花粉化石群集が平地のものあまり変わらないとすると、両孔井の湖成堆積物はこれら特に著しい寒冷期に対比できるような花粉化石群集が得られたことになる。その場合、これら2期のうちのどちらかという問題であるが、両孔井からは現在の日本では分布していないハリゲヤキ属が産出している。Minaki *et al.* (1988)によれば、日本各地の更新統から化石種のメハリゲヤキ (*Hemiptelea mikii*) の大型化石(果実・材)が報告され、最終氷期最寒冷期(21-18ka)直前まで分布していたとされている。花粉分析では、楡井(1996)によって日本の更新統からハリゲヤキ属の花粉化石の産出が報告されている。このことから、この湖成堆積物は

最終氷期最寒冷期よりも古いと考えられる。

このことは層位的な検討からも支持される。本研究では確認できなかったものの、この湖成堆積物は本地域の地表近くを覆う早川泥流堆積物よりも下位にあたると見られる(第6番井)。早川泥流は37-38kaとみられる(小林, 1999)ので、層位的にみても湖成堆積物は東京軽石直下の寒冷期に対比されるものと見られる。

東京軽石直後の花粉群集の報告はないが、東京軽石の噴火イベントは気候変動のサイクルに比べれば十分短く、直前とほぼ同様な気候であると考えるのが妥当である。以上のことを踏まえると、湖成堆積物は東京軽石の噴火前後に近い時期の堆積物と結論して矛盾がない。

したがって、MLT および湖成堆積物が埋積する陥没構造の形成は湖成堆積物の年代および MLT 中に含まれる岩片の種類から、新期外輪山形成期から東京軽石の噴出前後に限定される可能性が高い。ただし、前述のように山地の湖成堆積物の花粉群集が同時代の平地の花粉群集とどの程度異なるかについては、なお検討の余地がある点は留意すべきであろう。

7. 過去の研究との比較

湖尻にある元箱根36号井でも標高189~90mに湖成堆積物が見られる(萬年・杉山, 2000)。この湖成堆積物は本研究で解析した強羅のものと距離的に離れている上、標高が大きく異なる。加えて元箱根付近と強羅付近とでは負の重力異常が連続しているようには見えない。以上のことから両者は別個の堆積盆と見られるが、両湖成堆積物の花粉化石、珪藻化石の組成は類似している。

花粉化石は全般的にトウヒ属、マツ属、モミ属、ツガ属を主体とすることだけでなく、上位でこうした冷温帯~亜寒帯の要素が減少するという傾向も類似している。

珪藻化石に関しても全般的に産出する種が類似しているほか、*Aulacosira islandica*、*Cyclotella rezeckiae* などが層準によって圧倒的な優占種にしまられる点が類似する(元箱根36号井では *Cyclotella* 属で種名はわからなかった)。また元箱根36号井ではある程度の広がりを持った湖から、流水があつたりなかったりする不安定な水域への変化が示唆された。これは、湖沼が堆積物により埋め立てられ縮小していった過程を示しているものと見られ、強羅の湖成堆積物から示唆される湖の縮小過程と類似している。

花粉化石や珪藻化石が類似している点や、中央火口丘噴出物に覆われるという層序学的な点から、湖尻付近の湖成層も新期カルデラ形成期にできた陥没構造を埋積する堆積物と見られる。このことは、新期カルデラ形成期

に複数の陥没構造が形成されたことを示しているものと見られる。

なお、本論文では Kuno *et al.* (1971) の記載について適宜検討を加えてきたが、強羅地域ではこれとは別に 大木ほか(1968)に、上位から、中央火口丘溶岩、新期外輪山溶岩ないし古期外輪山溶岩、早川凝灰角礫岩層、湯ヶ島層との記載がある。大木ほか(1968)では強羅の南側、具体的にはケーブルカーの南側について議論しており、強羅の北側について取り扱っている本論文とは地域がやや異なっている。今後、大木ほか(1968)で検討した孔井の地質についても検討を進めていく予定であるが予察的な結果としては、湖成層の発達が悪いなどの相違点はあるものの、ほぼ南部地域でも北部地域とほぼ同様の地質層序をしていることがわかりつつある。

8. まとめ

強羅地域周辺では標高400~500m付近に新第三系の基盤岩類の上限が認められるが、強羅地域では基盤岩類が欠落している。代わりにこの地域では、中央火口丘噴出物の直下にすくなくとも標高100m付近まで達するマッシブな火山礫凝灰岩(MLT)が広く分布するほか、ところによりシルト~粗粒砂岩の湖成堆積物が認められる。MLTは新期山体起源をはじめとする箱根火山の溶岩を角礫として含むため、新期山体形成期以降に形成された地層であると考えられ、カルデラの陥没に伴って山体が崩落することによって形成された崩落堆積物(鎌田, 1993; 萬年, 2006)、または陥没凹地に生じた崖錐の堆積物と見られる。

MLTはところにより湖成堆積物を挟むが、その平面分布は負の重力異常の中心部分に近い。加えて湖成堆積物の分布地域でMLTの上面はもっとも低くなっている。こうしたことは、圧密によりMLTの分布の中央部が沈下してできた凹地に湖が形成されたことを示唆する。

湖成堆積物に含まれる花粉化石の分析を行ったところ、含まれる花粉は、トウヒ属が卓越し、モミ属、マツ属、ツガ属が優先する針葉樹林の組成を示し、現在と比べると、より寒冷な時期の堆積物であるものと見られる。層位学的関係や植物群集に関する過去の研究との対比から、この湖成堆積物は東京軽石噴火前後の寒冷期[海洋酸素同位体比ステージ4とされる(町田・新井, 2003)]に形成された可能性が高い。

以上のことから、強羅付近の地下で見られるMLTと湖成堆積物により充填された構造が新期カルデラのカルデラ構造そのものであることを強く示唆している。

謝辞

本調査では、微化石の分析をパリノ・サーヴェイ株式会社に委託したが、興津昌宏、堀内誠示、大場秀明の各氏には、分析結果について様々な議論をして頂き、本報告の内容は改善された。神奈川県立生命の星・地球博物館の木場英久氏には現在の箱根及び周辺地域の植生についてご教授頂いた。また、Kuno *et al.* (1971) が取り扱った井戸は掘削年代が古く、井戸の正確な位置を調べるのが困難であったが、箱根町役場の久保寺公正、小田原保健所の平井彩子、横山洋司の各氏に様々な情報を頂き、正確に同定することが可能になった。箱根地域の地質および岩石については日頃、日本大学の高橋正樹教授、長井雅史氏に様々な情報を頂いている。以上の方々に感謝申し上げる。

なお本研究の遂行にあたって、産業技術総合研究所交付金による「島弧堆積盆の研究」研究費、温泉地学研究所以経常研究費のほかに東京大学地震研究所特定共同研究B(活火山における噴火様式と長期噴火予知の基礎的研究)を使用した。また、図1の作図にGMT (Wessel and Smith, 1991)を利用した。

参考文献

- 地質調査総合センター (2004) 日本重力 CD-ROM 第2版, 数値地質図 P-2 (CD-ROM).
- 袴田和夫・杉山茂雄・今永 勇・萬年一剛・大木靖衛 (2005) 箱根火山の K-Ar 年代, 火山, **50**, 285-299.
- 平賀士郎・田島広一・広田 茂・河西正雄 (1970) 箱根火山の重力調査(第一報), 温地研報, **18**, 149-272.
- 鎌田浩毅 (1993) 耶馬溪火砕流の噴出源としての猪牟田じょうご型カルデラ, 月刊地球, **15**, 691-699.
- 鹿野和彦・吉村洋平・石山大三・Orton, G. J.・大口健志 (2006) 北海道奥尻島、勝淵山火山の噴出物と構造, 火山, **51**, 211-229.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1991) Bacillariophyceae, *Susswasser flora von Mitteleuropa*, **2**, 437pp.
- 小林 淳 (1999) 箱根火山の最近5万年間のテフラ層序と噴火史, 第四紀研究, **38**, 327-343.
- 久野 久 (1972) 箱根火山地質図説明書, 大久保書店, 52p.
- Kuno, H., Oki, Y., Ogino, K. and Hirota, S. (1971) Structure of Hakone caldera as revealed by drilling. *Bull. Volcanol.*, **34**, 713-725.
- 黒墨秀行・土井宣夫 (2003) 濁川カルデラの内部構造, 火山, **48**, 259-274.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p.
- 萬年一剛 (1999) 箱根・下湯場地域で掘削された2本の温泉井のボーリング地質と温泉 神奈川温地研報告 **31**, 1-15.
- 萬年一剛 (2006) 濁川型カルデラの地質構造, 月刊地球, **28**, 257-264.
- 萬年一剛・小林 淳・奥野 充・笠間友博・山下浩之・袴田和夫・中村俊夫 (2006) 箱根火山の噴火史～最近の知見に基づく再検討, 月刊地球 **28**, 355-362.
- 萬年一剛・内藤昌平・高橋正樹 (2002) 箱根町笛塚・温泉村 131 号温泉井の地質について, 温地研報告, **34**, 1-8.
- 萬年一剛・杉山茂夫 (2000) 元箱根 36 号温泉井のボーリング地質と温泉, 温地研報告, **31**, 77-90.
- 萬年一剛・山下浩之 (2005) 箱根火山・早雲山噴気地帯の地下構造, 日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, 67p.
- Minaki, M., Noshiro, S. and Suzuki, M. (1988) *Hemiptelea mikii* sp. Nov. (Ulmaceae), fossil fruits and woods from the Pleistocene of central Japan, *The Botanical Magazine, Tokyo*, **101**, 337-351.
- Mori, S. (1974) Diatom succession in a core from Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **2**, 247-254.
- 根来健一郎 (1960) 琵琶湖の珪藻(第1報), 陸水学雑誌 **21**, 200-220.
- 楡井 尊 (1996) 更新統産ハリゲヤキ属(ニレ科)の花粉形態, 第四紀研究, **35**, 333-338.
- 大木靖衛・荻野喜作・平野富雄・広田 茂・大口健志・守矢正則 (1968) 箱根強羅温泉の温度異常上昇とその水理地質学的考察, 温地研報告, **1**(6), 1-20.
- 小野上団体研究グループ (1988) 群馬県小野上地域の地質-関東平野北西縁における前期更新世堆積盆地の形状について-, 地球科学, **42**, 109-123.
- Shichi, R. and Yamamoto, A. (2001) Gravity database of southwest Japan (CD-ROM), *Bull. Nagoya Univ. Mus. Special Rep.* no. 9.
- 高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史 (2006) 箱根火山前期・後期中央火口丘噴出物の全岩化学組成, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (41), 151-186.
- 田中宏之・小林 弘 (1995) 前期更新世湖沼堆積物小野上累層の珪藻、珪藻学会誌, **10**, 77-86.
- 辻 誠一郎 (1983) 下末吉期以降の植生変遷と気候変化、アーバンクボタ、(21), 44-47.

Tsuji, S., Minaki, M. and Osawa, S. (1984) Paleobotany and Paleoenvironment of the Late Pleistocene in the Sagami Region, Central Japan. *The Quaternary Research*, 22, 279-296.

Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1991) Free software helps map and display data, *Eos*, 72, 441.

横山 泉・棚田俊收・萬年一剛 (2002) 箱根火山地域における補足の重力調査(1999 年), 湿地研報告, 33, 1-10.