富士火山（2007）荒牧重雄，藤井敏嗣，中田節也，
宮地直道 編集，山梨県環境科学研究所，p. 349-363

航空レーザ計測にもとづく青木ヶ原溶岩の微地形解析

千葉達朗*・冨田陽子**・鈴木雄介*・荒井健一*・藤井紀綱*・
宮地直道***・小泉市朗**・中島幸信**

Analysis of micro topography of the Aokigahara Lava flows, Fuji volcano, by the Light Detection and Ranging System

Tatsuro CHIBA*, Yoko TOMITA**, Yusuke SUZUKI*, Ken-ichi ARAI*, Noritsuna FUJII*,
Naomichi MIYAJI***, Shiro KOIZUMI** and Koushin NAKASHIMA**

We executed detailed surveys and analysis for the micro topography of Aokigahara lava flows erupted in 864 to 866 on the north western slope of Fuji Volcano using LIDAR (Light Detection and Ranging) system. Data for locations and elevations obtained by the digital e 1 evation mode with 1 m (1 m-DEM) mesh are presented solidly by the RRIM (Red Relief Image Map) system.

New crater at the 864 to 866 eruptions named " Kudariyama crater " was found to the WNW of " Ishizuka crater " by this analysis. Two crater rows 5.7 kilometers in length. " Kudariyama to Ishizuka craters "and" Ngagaoyama to Kori-ike craters " were formed at the northwestern slope of the volcano in the 864 to 866 eruptions.

The linear graben structures on the lava flows ranging, two to five kilometer in length must have been made by the collapse of the roof of lava tunnels. These structures suggest several lava tunnels must have been existed beneath the flows. These lava tunnels play an important roll to transport molten lavas from source craters to the front of flows, especially in large scale eruptions.

Key words: **Aokigahara lava flow, DEM, Fuji Volcano, LIDAR, Lava tunnel, RRIM**

1. はじめに

富士山の北西山麓に分布する青木ヶ原溶岩は，西暦864～866年（貞観6−7年），長尾山付近での噴火により流下した玄武岩質溶岩流である．この溶岩流は大きく3方向に流下した．北西方向への流れは本栖湖へ流入し，北方向への流れは，当時富士山北麓に存在した「剗（せ）の海」(以下，“せのうみ”と表記する）に流入し，これを分断して現在の精進湖と西湖を形成した．また西方向への流れは根原集落付近にまで到達した（津屋，1938，1968，1971など）．これらの青木ヶ原溶岩の分布面積は全体で約30平方kmに達する（図1）．

小山（1998 a）は，「三代実録」などの古文書から噴火の経緯について詳細な検討を行い，噴火の開始が西暦864年6月中旬，本栖湖に流入し始めたのが6月下旬，さらに“せのうみ”に流入したのが8月であること．また，噴火は少なくとも866年1月（貞観七年十二月）まで継続したことをあきらかにした．

その後の研究により，青木ヶ原溶岩を流出させた火口については，長尾山だけでなく，その南側の氷穴火口列，大室山西麓の石塚火口からも噴出したことが明らかにされた（小山，1998 b；小幡・海野，1999）．また，鈴木・他（2001）は，根原付近に到達した青木ヶ原溶岩の分布や地形から，大室山東麓に神座風穴火口が存在すると考えた．

2002年，富士砂防事務所では，青木ヶ原地区の詳細な地形を明らかにするために航空レーザ計測を行い，その成果を使用した現地調査を行った．これにより，従来の空中写真測量の地図を使用した調査では難しかった，青木ヶ原溶岩の詳細な分布と流下単位や新たな火口などが明らかになった．この調査結果については，すでに口頭で発表しているが（千葉・他，2003；鈴木・他，2003；ほか），本論文は，この地形・地質調査の成果について報告するものである．

また，航空レーザ計測結果を可視化する手段として，赤色立体地図画像（千葉・鈴木，2003）を使用した．本報告

*〒215-0004 川崎市麻生区万福寺1-2-2
アジア航測株式会社
Asia Air Survey Co., LTD. 1-2-2, Manpukuji, Asou-ku, Kawasaki 215-0004, Japan
**〒418-0004 静岡県富士市三園平1100 富士砂防事務所
Fuji Sabo Work Office, 1100, Misono-daira, Fujinomiya, Shizuoka 418-0004, Japan
***〒156-8550 東京都世田谷区桜上水3-25-40
日本大学文理学部地球システム科学科
College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakura-jousui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

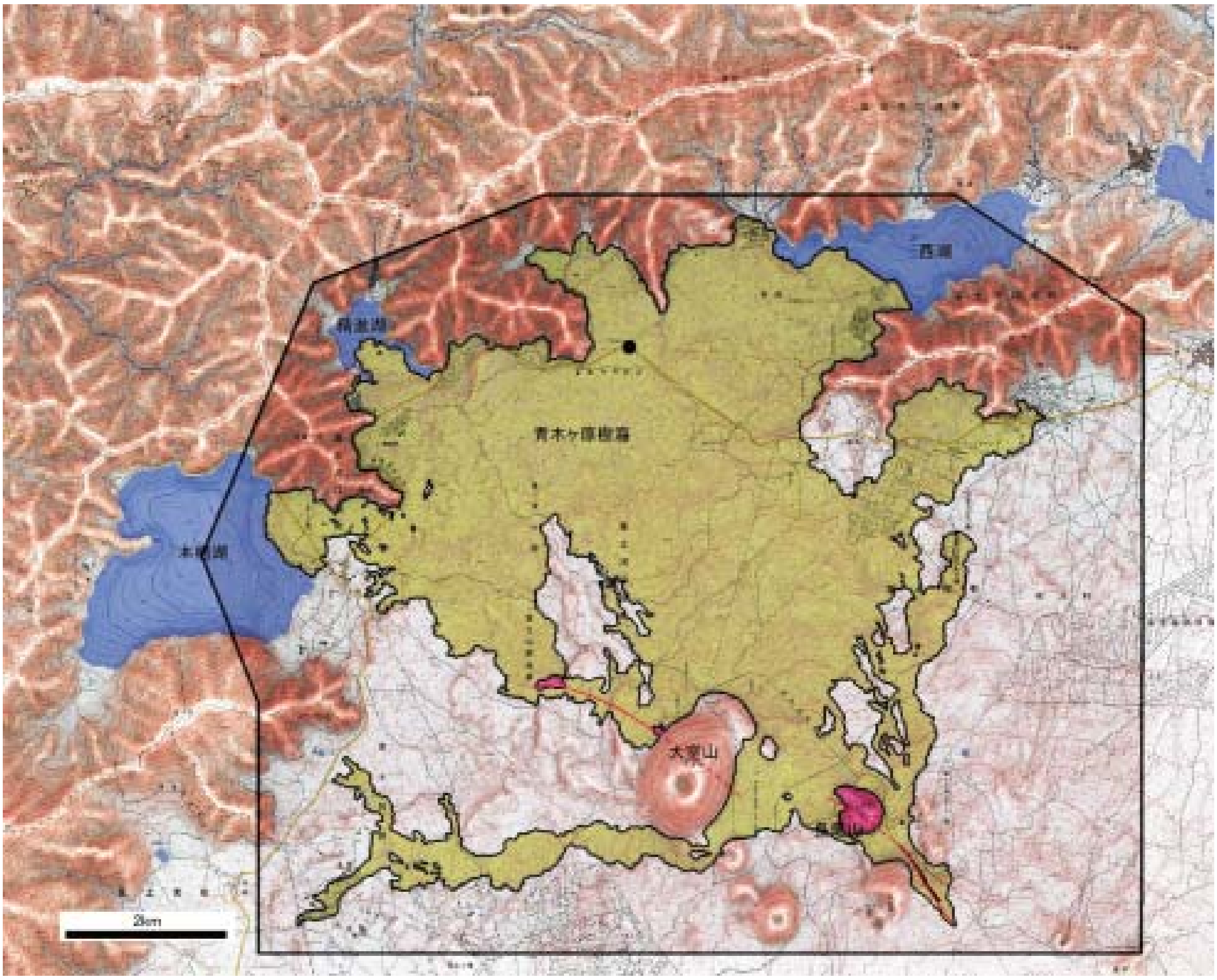

図１　青木ヶ原溶岩とレーザ計測範囲位置図
青木ヶ原溶岩の概略の分布範囲を黄色で，レーザ計測範囲を黒枠で示す．貞観噴火の割れ目火口を赤い線で，火砕丘をピンクで示した．国土地理院の 1/2,500 地形図「精進」「鳴沢」および数値地図 50 m 標高から作成した赤色立体地図を背景に使用した．

ではその画像の作成方法についても述べる．この手法により，従来，樹木に覆われて写真で診ることのできなかった樹海も，詳細に判読を行い地形解析することが可能となった．その後，この手法による地形解析で，八幡平や有珠山などでも，火口地形が発見されている（和知・他, 2005；石丸・他, 2006）．

なお，同年富士砂防事務所では“せのうみ”の中央部と推定される地点で，深度 160 m に達するボーリングを行い，青木ヶ原溶岩が地表から 135 m まであることを確認し，その下半分は水中堆積の特徴をもつことを明らかにした．さらに，溶岩流の分布などの調査結果とあわせその総噴出量を約 $1.3\pm0.2\ km^3$（DRE）と推定した（荒井・他, 2003）．この値はいくつかの仮定を置いて求められたものであり，今後の調査によって修正される可能性がある．

長尾山火砕丘の南東に位置する天神山火砕丘・伊賀殿山火砕丘は，そこから噴出した天神・伊賀殿山スコリアが 838 年の神津島天上山テフラを覆うことから，貞観噴火に極めて近接した 838 年から 864 年までの間に活動したと推定されている（高田・他, 2004；小林・他, 2004）．

これらの新しい成果を基に，高橋・他（2003, 2004 ab）は，青木ヶ原溶岩を噴出順に，下り山火口から噴出した下り山溶岩グループ，石塚火口から噴出した石塚溶岩グループ，長尾山から噴出した長尾山溶岩グループに区分した．さらに長尾山溶岩グループに覆われる，氷穴火口から噴出した氷穴溶岩グループを設定した．さらに，表面形態から青木ヶ原溶岩を Type-A（パホイホイ型），Type-B（アア型），Type-C（中間型），水底溶岩の４タイプに分類し，この中では特にパホイホイ型が卓越することを示した．

2.　レーザ計測による地形図の作成

航空機搭載型のレーザ計測（LIDAR:Light Detection and Ranging）は，上空からレーザ光線を発射し，地表面との距離を直接測定するもので，航空機の位置と姿勢を GPS と IMU（慣性計測装置）で同時に測定することにより，高

精度の地形データを取得する方法である（図 2）.

さらに，複数の反射パルスを識別することにより，樹冠部の高さと地面の高さを区別できる．初期反射パルスから作成するもの DSM（Digital Surface Model：被覆物の表層メッシュデータ）はで，樹林地帯では樹冠部の高度分布を意味する．DEM（Digital Elevation Model：地盤高のメッシュデータ）は，樹木の隙間を通過して地表面に達した最終反射パルスを使用し，さらに人工構造物などの除去処理を加えて作成された地形モデルである（図 3）.

3.　青木ヶ原樹海での微地形計測

⑴計測条件

青木ヶ原溶岩の分布域を含む富士山北西山麓の約 60 平方 km について，航空レーザ計測による 1 mDEM を作成し，そのデータをもとに 1/2,500 地形図と赤色立体地図を作成した．データ取得条件は，レーザ発射頻度 33,000 Hz，対地高度平均 900 m，飛行速度 70 m/s，スキャン角度±8 度，頻度 47 Hz，ラップ率 40%，データ取得間隔平均 73 cm で，66 コースになる．

⑵測定誤差

レーザ計測にあたり，計測精度の確保のために GPS 基準局を設置した．GPS 基準局と航空機で同時刻の GPS データを受信し，地上基準局で求められる誤差成分を利用して，移動局の位置を正確に求める連続キネマティック測位を実施した．また，取得したレーザ計測点の精度評価をするために，現地で実測した値とレーザ計測での値を比較し

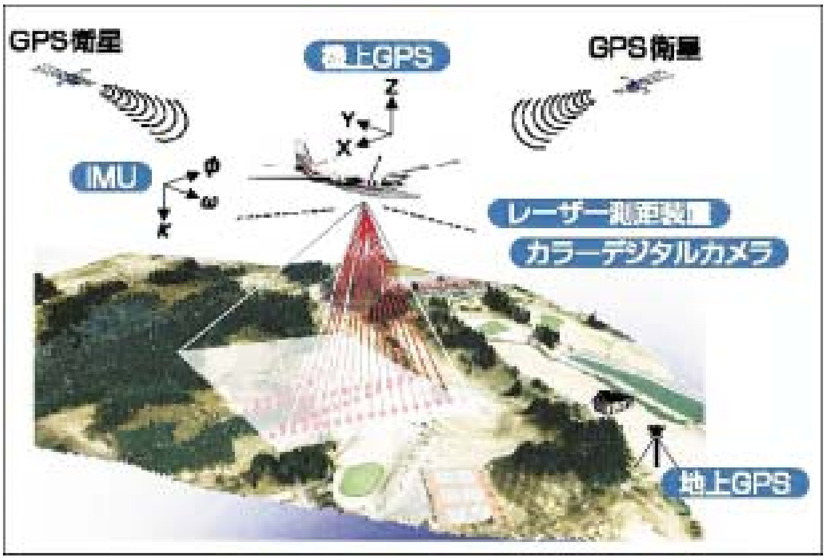

図 2　レーザ計測原理図

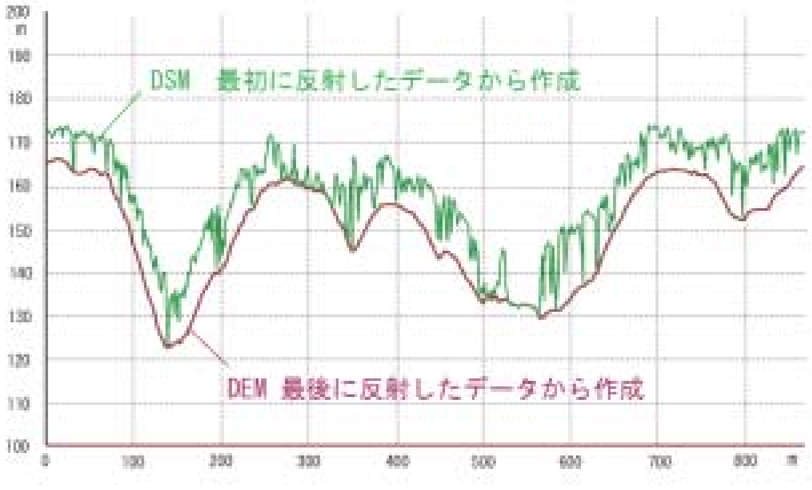

図 3　DSM と DEM の違い．両者の差は樹木高を意味する．DEM には，低木や草の高さを含むことがある．

た．両者を比較した結果，レーザ計測の誤差は±20 cm（1σ）以内である事を確認した．なお、樹木部分では低木や草の高さを含むことがある．

⑶計測時期

青木ヶ原樹海にはヒノキ，ツガ，ウラジロモミなどの常緑針葉樹を中心とする天然林が分布する（宮脇・菅原，1992）．これらの植生の繁茂状況を考慮し，地表面までレーザ光が届きやすいよう，雪解け直後で樹木の芽吹き前の2002年4月18日と5月3日に計測を実施した．

⑷DSMとDEMの作成

この計測により得られたDEMデータは，総数で約6,000万点となる．取得されたデータには，地盤データと被覆物データが混在しているので，これらの自動分離処理を行い，地盤の三次元データを作成した．さらに，デジタルカメラ画像を参照のうえ，樹木や建物データの慎重な除去処理を行った．このようにして作成された地盤のみのランダムデータから，モデリングを行いTIN（三角形網：Triangle Irregular Network）を発生させた．そのTINの作る面と，1 mメッシュの交点の高度を読み取り，最終的な1 mDEMデータとした（図4）．その後の等高線図作成にあたっては，さらに3×3の平滑化フィルター処理を加え，等高線間隔2 mで作成した．

4. 赤色立体地図の作成

⑴既往の地形表現手法の問題点

航空レーザ計測によって取得した1 mDEMの量は膨大であり，しかも数十センチ程度の精度を持っている．このようなデータを，どのようにして可視化するのは大きな課題である．たとえば等高線間隔20 cmの等高線図にすると，斜面での等高線の接合をさけるために1/500などの大縮尺図面とならざるを得ない．これを，現地調査などに携行するのは難しい．

これは，等高線の表現力が乏しいために生じる問題である．例えば，1/2.5万分の地形図における等高線の間隔は10 mで，主曲線の線幅は0.15 mmと規定されている．地形の傾斜が70度以上になると，図上における隣接等高線間の隙間がなくなり，崖記号を使用せざるを得なくなる．一方，傾斜が緩くなって3度程度になると，図上での隣接主曲線間の間隔は10 mmになり，微地形の表現は困難となる（図5）．

DEMデータは，メッシュ上のすべての点にデータが存在するが，等高線による地形表現では，たまたま等高線の高度に一致した点を除けば，2本の等高線の間の任意の高度を持つということしか読み取れない．等高線間隔よりも起伏の小さい微地形の表現は難しい．

そこで，このような問題点を解消するために，等高線を使用せずにDEMから計算によって直接画像を作成し，地形を表現するさまざまな手法が開発されてきた．陰影図・斜度図・高度段彩図などである．陰影図は，太陽光などの平行光線による影を計算する画像で，強い立体感を生じるが，光源方向により強調される地形が変化する．また，この立体感は暗黙のうちに上方向からの光を前提にしているので，図面の上下を逆にするとは凹凸が反転して見える場合がある．斜度図は，傾斜が急なほど暗くなるように調整した画像であるが，その地点が周囲より相対的に高いのか低いのか，つまり尾根か谷かの判断はできない．高度段彩図は，大地形を表現することはできるが，色数の制限により微地形の表現はできない．このように，1枚の画像ですべての地形の特徴を表現できるものはなかった．そのため，高度段彩＋陰影や高度段彩＋斜度などの組み合わせで使用されることが多かった．

⑵赤色立体地図

そこで，航空レーザ計測で取得された詳細な地形データを現地調査時に利活用しやすくするために，新しい地形可視化手法を開発した．この後に「赤色立体地図」（RRIM: Red Relief Image Map）と呼ぶことになった方法は，急斜面ほどより赤くなるように調整した斜度図に，尾根ほどより明るく谷ほどより暗くなるよう調整した尾根谷度図を重ねたものである．これまでのどの方法とも異なる全く新しい方式である．その後，2005年4月22日に特許が成立した（アジア航測，2005-174354）．この方法では，すべてのDEMデータを取りこぼしなく表現し，1枚の画像だけで立体感があり，大地形と微地形の特徴を同時に読み取ることが可能である．以下にその方法の概要を紹介する．

・環境光の再現

本手法では，CG表現などを参考に，曇った日の空全体

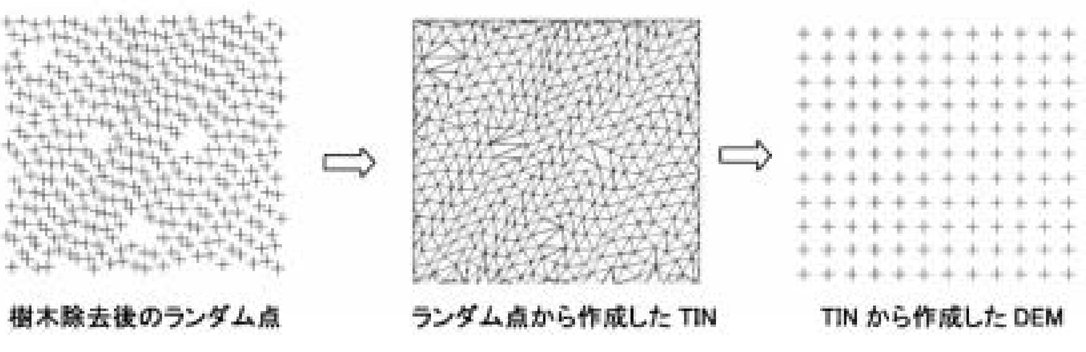

図4　ランダム標高点群データからDEMデータを作成．

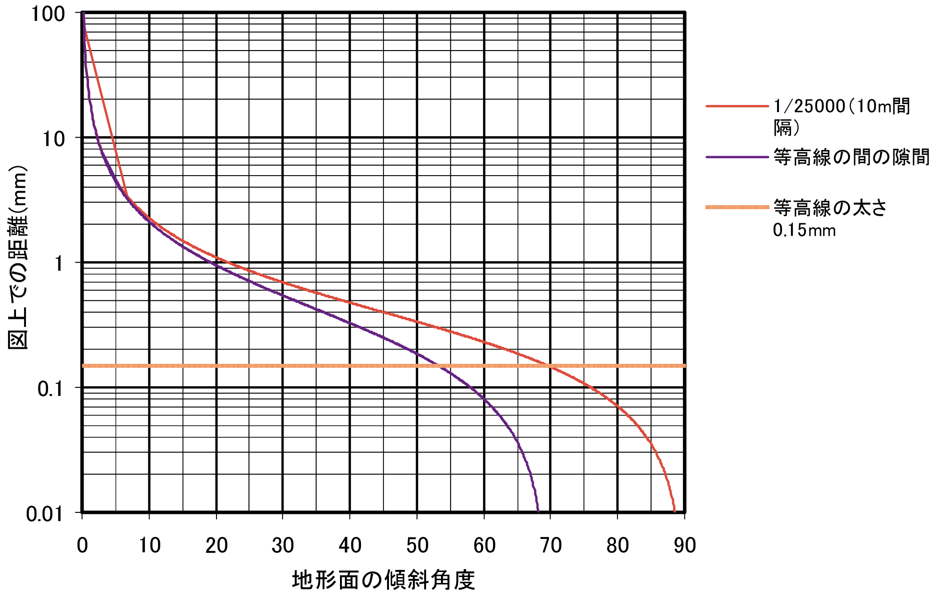

図５　等高線利用における地形の傾斜と図上での等高線間隔との関係.

から届くような環境光の再現を試みている．環境光量を求める計算は，CG では膨大であるが，ここでは，地上開度と地下開度をもとに簡易式で求めている．地上開度と地下開度は，横山・他（1999）によって考案された，新しい地形可視化パラメータである．「地上開度」は着目点を中心とするある半径で地形面を切り取り，天頂と地平線とのなす角度を８方向測定し平均した値である．「地下開度」は天底から下向きの地平線の角度を８方向測って平均した値である．これらの値は，それぞれ尾根と谷を個別に抽出することができるが，尾根と谷をひとつのパラメータで表現することはできなかった（図６）.

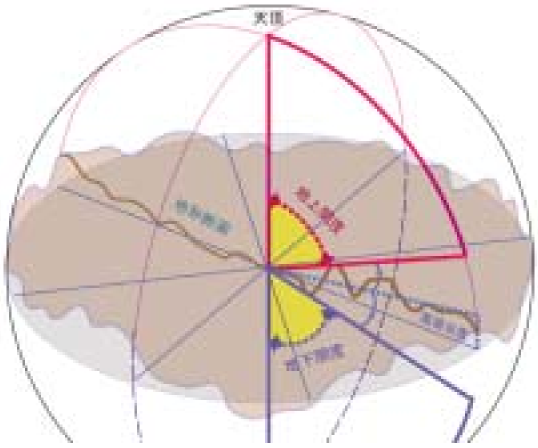

図６　地上開度と地下開度の計算方法
地球の表面を，着目点を中心とする半径＝開度考慮距離で円形に切り取る．着目点から８方向へ地形断面についてのみ検討を加える．それ外の方向については，使用していない．

・尾根谷度

そこで，この二つのパラメータの差を２で割ることによって，尾根谷度という新しいパラメータを定義した．

$$\text{尾根谷度} = \frac{\text{地上開度} - \text{地下開度}}{2}$$

尾根谷度は，尾根や独立峰でプラスとなり，谷や窪地ではマイナスとなる性質がある．この値を環境光の量として使用した．すなわち，尾根谷度と明度を比例させている．

なお，3 DCG 作成プログラムの表現と比較すると，尾根の部分が明るくなりすぎ，谷の部分が暗くなりすぎる傾向がある. この点は地形の特徴を強調するという意味では，むしろ好都合である．

・赤色立体地図の合成

このようにして作成したグレイスケール画像（a）に，傾斜を赤の彩度に比例させた画像（b）を乗算合成することにより，赤色立体地図画像（c）を作成する（図７）.

この方法では，１枚の正射（オルソ）画像だけで立体感が得られるので, 特殊な眼鏡やディスプレイは不要である．陰影図と違い方向依存性がないので，地図のように机に置いて，回転させても立体感は消失しない．開度計算の考慮範囲を変化させることにより，微地形も大地形も表現することができる．また，オルソ画像なので既存の地形図との重ね合わせや GIS での利用が容易である．また，普通のカラー画像であるために，特殊なソフトは不要で印刷も可能．フルカラー画像なので，拡大や縮小によっても立体感は損なわれないという優れた方法である．

氷穴火口列は従来から存在が知られていたが，樹林の下にあるために太陽光が届かず，空中写真にはまったく写らない．そのため，従来の航空写真測量による地形図には全く表現されていなかった．レーザ計測では，真上からのレ

ーザパルスが火口の穴の底まで届くので，きちんと表現されている．しかし，等高線では凹凸の判別がつきにくいことがある．赤色立体地図の表現を参考にすると，火口列の凹地形や細い登山道まで位置や形を把握することができる（図 8）．

特に窪地が多い場所では，両者の表現力の差は顕著である（図 9, 図 10）．

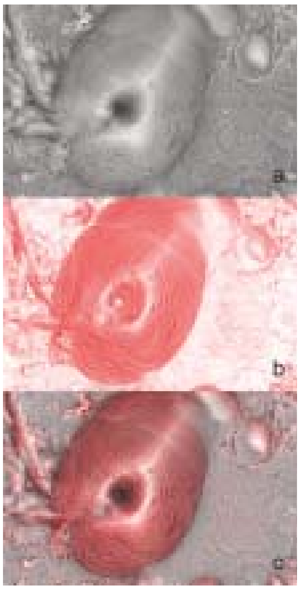

図 7　赤色立体地図作成方法解説図
上から，尾根谷度から作成した環境光による明るさ(a)．中段は傾斜分布図で，より赤いほうが急斜面(b)．下段は，それらの二つを乗算合成した赤色立体地図(c)．

4.　計測・解析結果

⑴青木ヶ原溶岩の分布

レーザ計測と現地調査により明らかとなった，青木ヶ原溶岩の主要な分布域は，西側の根原方面に流下した溶岩流を含め，大局的には津屋（1968）の分布とほぼ一致するものであった（図 11 ab）．しかしながら，いくつかの点で，新知見が得られた．

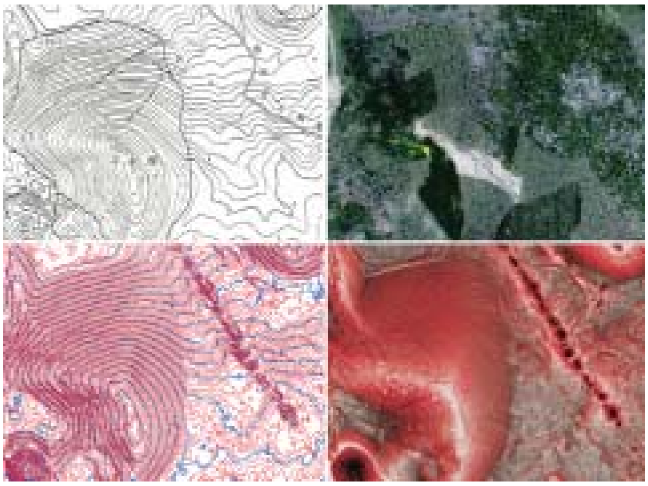

図 8　地形表現法の比較　左上：地形図，右上：オルソ画像，左下：レーザ等高線図，右下：赤色立体地図．

⑵氷穴火口列起源の溶岩流と天神山・伊賀殿山溶岩流

従来，天神山・伊賀殿山溶岩の分布域とされた地域に，氷穴火口列から到達する溶岩が認められた（図 12）．天神山・伊賀殿山溶岩のつくる堤防状の高まりの間の低い部分を，埋めるように薄い溶岩流が分布する．ただし，噴出年代が近接していることと，岩質も類似していることから，両者の識別は難しく，境界は確定的なものではない．

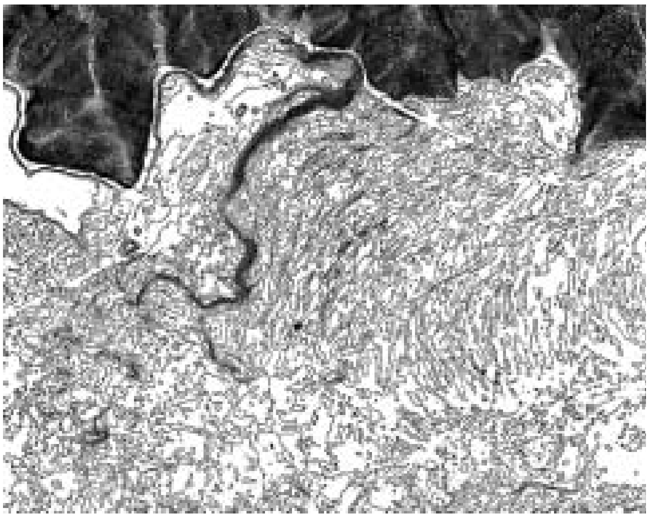

図 9　赤池付近のレーザ等高線図
等高線による表現では，環状の孤立した等高線が窪地なのか峰なのか判断できないことがある．平坦に近い場所には，等高線が入らない空白域が生じ，何のデータも読み取ることができない．

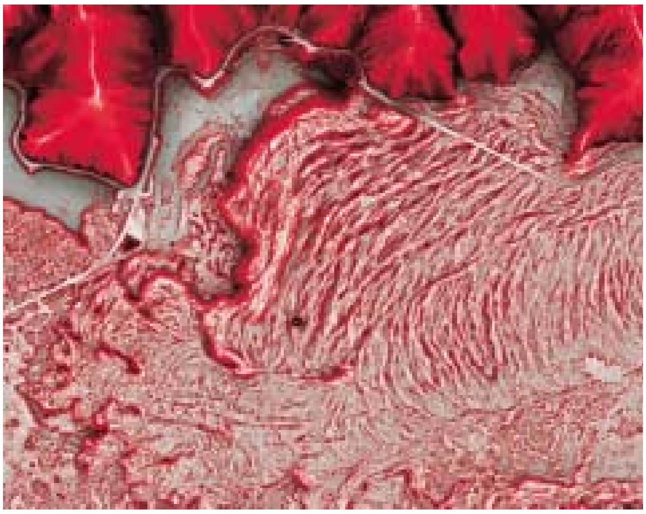

図 10　赤池付近のレーザ赤色立体地図
図の上辺の濃い赤色部分は基盤の御坂山地，そのすぐ南が国道 139 号線．中央部から下辺にかけて，赤と灰と白色のまだらに見える部分が青木ヶ原溶岩分布域である．溶岩皺の形状から，溶岩流は図の右側から左に向かって流れ，途中一旦停止したあと，後続流が南側を巻き込むように追い越していることが判読できる．

⑶北天神火口列

赤色立体地図の判読によって，天神山北方に直線状に配列した長さ約750ｍの火口列地形を確認した．天神山・伊賀殿山溶岩は，この火口列の作る高まりをさけて流下しており，青木ヶ原溶岩は，火口列の一部を覆うように流れている．現地調査によって，火口付近で赤色スパターを確認し，大室スコリア（約3000年前に噴出）に，覆われていないことを確認した．このことから，この火口を形成した噴火の時期は，約3000年～1100年前と考えられる．この割れ目火口の北端の位置は富士山の側火山として最北端

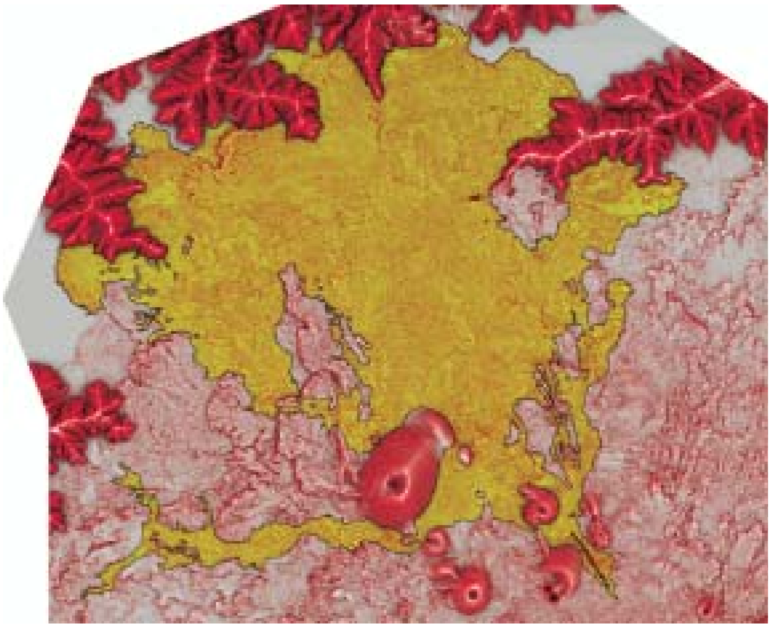

図11ａ　青木ヶ原溶岩流分布図
黄色着色部：青木ヶ原溶岩流

図11ｂ　富士火山地質図（津屋,1968）
青木ヶ原溶岩付近抜粋（オレンジ色部分）．

である（図 13）．

⑷**本栖湖東側のキプカ**

本栖湖東方の城山付近では，青木ヶ原溶岩が本栖溶岩（津屋，1968 の NW 14）の小丘状の高まりを避けて分布する．この結果，青木ヶ原溶岩の分布域内には窓状に非分布域（キプカ）が点在する（図 14）．この地形を正確に把握することができた．このことは，本栖湖と“せのうみ”の分割が，すくなくとも NW 14 溶岩流流下時点までさかのぼることの地質学的証拠である．

⑸**新たな給源火口の発見**

航空レーザ計測の成果を表現した赤色立体地図の判読とそれに基づくと現地調査より，石塚火口列の西北西延長上に連続する噴火割れ目と，その噴火割れ目の北西端にある最大比高が約 25 m の火砕丘を新たに確認した．この火砕丘を「下り山火口」，この火砕丘の基底部から流下する溶岩流を「下り山溶岩流」と呼ぶ（図 15 ab）．下り山火口の頂部には直径約 100 m，深さ約 40 m の火口があり，火口底と火口縁では赤色スパターが確認された．火口の北東側では少量の降下スコリアが確認されたものの，その分布範囲等の詳細は不明である．

下り山火口ー石塚火口間は直線状にのびる割れ目状の地形が認められるが，周辺にはスパター等の火口近傍堆積物は確認されなかった．この割れ目の伸張方向は地形の最大傾斜方向と異なること，割れ目が古い溶岩（大室溶岩）の凹凸を乗り越えて伸びていることから，この割れ目は，貞観噴火時の火口列形成に伴う噴火割れ目の一部と考えられる．

下り山火口以外で貞観噴火で活動した火口や火砕丘の特徴は以下のとおりである．

石塚火口は，最大比高が約 30 m あり，頂部には直径約 50 m 深さ約 10 m のすり鉢状の火口がある．この火砕丘起源の降下スコリアは確認できなかった．長尾山は，最大比高は約 120 m であり，長径 240 m，短径 170 m，深さ約 40 m の北西方にやや開いた馬蹄形状の火口がある．この火砕丘からは，降下スコリア（長尾山スコリア：宮地，1988）と溶岩流の噴出が確認された．

氷穴火口列は，長尾山南東に位置する噴火割れ目であり，従来は現地調査より 6 箇所の火口が存在すると推定されていた（津屋，1968）．今回，赤色立体地図を解析し現地調査を行った結果，最大で直径 50 m，深さ 30 m のすり鉢状の火口が北西ー南東方向に少なくとも 20 箇所以上存在することが確認された．また，氷穴火口列の東側には噴火割れ目起源と見られる小規模なスパター堆積物が，また北側には溶岩流が確認された（図 16）．

⑹**大室山東溶岩湖の発見**

青木ヶ原溶岩の分布域の中で，大室山の東側，背負子山と神座山と鹿ノ頭に囲まれた，南北 1 km 東西 700 m ほどの範囲は，ほぼ平坦な盆地状をなすことが知られていた．厚い植生に覆われているため，空中写真でも微地形はわからなかったが，航空レーザ計測による計測の結果，極めて平坦であることが明らかとなった（図 17）．さらに，赤色

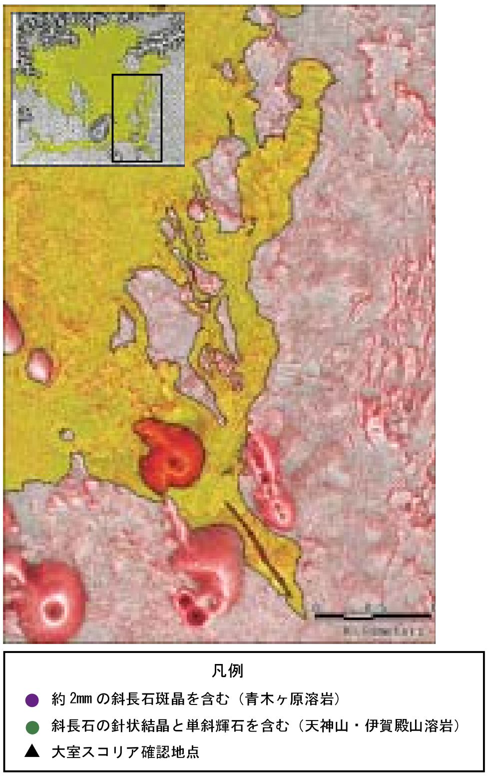

図 12　氷穴火口起源の溶岩と天神山･伊賀殿山溶岩流との関係．

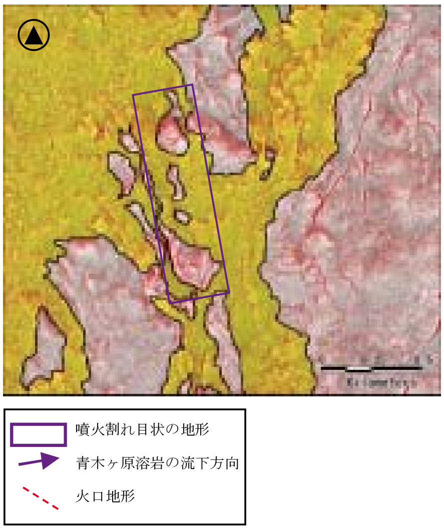

図 13　北天神火口列　黄色：青木ヶ原溶岩　天神山・伊賀殿山火口列のほぼ北方延長に位置する．

立体地図より，平坦面のほぼ中央部付近で，東から西に向かって広がる同心円状の溶岩皺が確認され，本平坦面を構成する溶岩流は，東の長尾山方向から流入していることが明らかとなった．さらに，この平坦面の北側に 2 箇所（神座風穴群の一部），南側に 1 箇所の少なくとも 3 箇所の銚子口地形が確認された．これらの銚子口地形は標高約 1,260 m の高度に集中し，平坦面の高度にほぼ一致してい

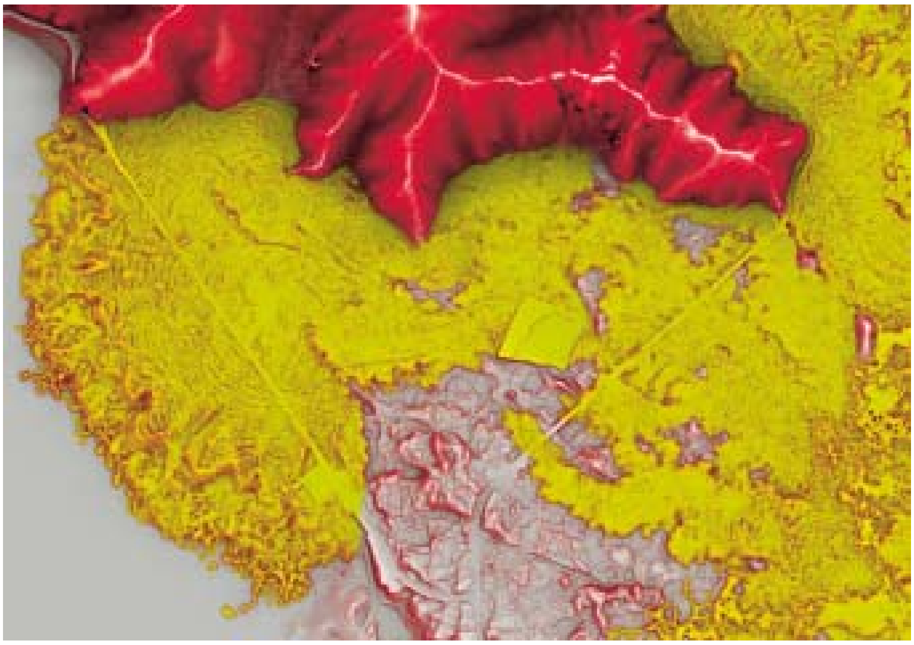

図 14　本栖湖東方の青木ヶ原溶岩の分布域中に窓状に点在する多数の非分布領域(キプカ)
　黄色の着色した部分は，青木ヶ原溶岩の分布.

図 15 a　下り山ー石塚火口列の発見（オルソ画像）.

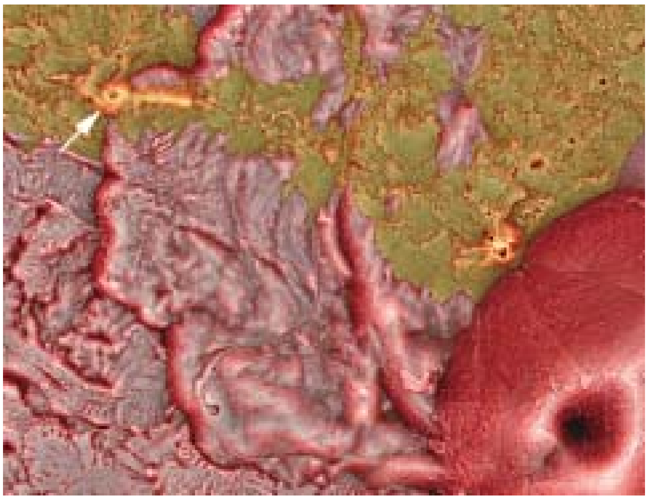

図 15 b　下り山ー石塚火口列の発見（赤色立体地図）　黄色：青木ヶ原溶岩.

る．また，北側の神座山には，この平坦部との間に縁取るような堤防状の高まりがあり，2 箇所の銚子口に収斂している．

　これらの特徴と青木ヶ原溶岩全体の分布から，長尾山から流出した溶岩流が，大室山東の窪地に流入し，溶岩湖を形成したのち，3 箇所から溢流，3 方向に流下したと考えられる．なお，鈴木ほか（2001）は，青木ヶ原溶岩の分布から，この付近に神座風穴火口を想定せざるを得ないとしていたが，大室山東溶岩湖の範囲内には，火口地形は確認できなかった．

⑺大室山を横断する断層地形

　大室山は，約 3000 年前に活動した富士山北西山麓で最大の火砕丘である（宮地，1988）．この山体の北東側尾根上で，尾根にほぼ直交する北西ー南東走向，落差約 1 m の共役小正断層崖を確認した（図 17）．この断層面の傾斜は地質図学的に約 65 度と求められ，北西側で 2 本の断層は石塚火口付近で収束する．南東側では 2 本の断層は収束寸前に溶岩湖と接する．この共役断層は，下り山火口と石塚火口を結ぶ曲線の南東延長線上に位置する．これらのことから，貞観噴火の割れ目火口が，大室山の真下を通過した際に，大室山がルーズであったために，共役正断層を形成し，2 本の断層に挟まれた部分がグラーベン状に沈降したものと考えられる．また，落差から開口量を計算し，約 1 m と求められた．

この共役断層は，当初大室山の南東側でも収束していたと考えられるので，大室山東溶岩湖形成前の地表面の高度を図学的に求めることができる．その結果，最大深度は約70 m と推定された（図 18）．溶岩湖の面積は 0.35 km^2 であり，その体積は 0.018 km^3 と推定できる．

⑻溶岩流表面の微地形

本栖湖方面に流下した下り山溶岩流は，溶岩流表面の溶岩じわ，溶岩堤防，溶岩トンネル等の微地形が非常に明瞭であるため，下り山溶岩 a〜d のユニットに区分できる（図19）．

下り山溶岩 a および b は，地表に露出しているものの中で，最も初期に流出したユニットである．溶岩じわを伴うものの比較的なだらかな表面地形を有し，本栖湖と精進湖方向に流下した 2 つのユニットからなる．このうち精進湖方面に流れたユニットは，長尾山火口起源の溶岩流に覆われている．

下り山溶岩 a は，下り山溶岩 1 のうち本栖湖湖岸付近にのみ分布するユニットで，鳥脚状の分岐を特徴とする．この特徴は水中に流入して形成されたもので，湖岸では溶岩の断面に急冷により形成された縞状の模様を観察できる（小幡・海野, 1999）．

下り山溶岩 d は下り山溶岩 b を覆い，樹枝状の複数のフローユニットが認められる溶岩で下り山溶岩 1 に比べ，表面に顕著な起伏が認められる．分布からフローユニット c の溶岩トンネルの先端から溢流して形成されたと推定される．現地での観察によれば，幅の狭い流れが枝分かれを繰りかえす特徴をもっている．

下り山溶岩 c は下り山溶岩 b を覆い，顕著な表面の起伏を持ち，溶岩トンネルの天井が陥没した際に認められる窓（スカイライト）と考えられる凹地状地形が多数観察できる．スカイライトを繋げた距離は少なくとも 2 km 以上である．下り山溶岩 c も，地形から溶岩トンネルの先端から溢流して形成されたと推定される．フローユニットは新しいものほど火口からの到達距離は短い．これは，溶岩が冷却固化したことで溶岩トンネルの先端部が閉塞し，さらに供給された溶岩が，溶岩トンネルの一部からオーバーフローしたものと考えられる．

スカイライトなどから一連の溶岩トンネルと思われる場所は大室山東方の溶岩湖から北方の鳴沢氷穴にかけての範囲などにも認められ，その距離は推定部分も含め 2〜5 km に達する（図 20）．

一方，溶岩皺や溶岩堤防の形状などから長尾山から噴出した長尾山溶岩は火口から概ね北方の山麓に流下しているものの，富岳風穴の西方では西方に流動しており，これは溶岩流が東西に伸びる「せのうみ」の湖岸線に沿って東から西に流れた結果と推定される．

また，富士河口湖町，御殿庭の標高約 963 m 地点で実施されたボーリングによれば青木ヶ原溶岩の層厚は約 135 m あり，青木ヶ原溶岩の基底面の標高と西湖の最深部の標高（約 829 m）とほぼ同じであった（荒井・他, 2003）．また，掘削深度 69〜135 m には枕状溶岩やハイアロクラスタイトが確認されていることからこの範囲に「せのうみ」が存在したことは明らかである．

この結果および電気探査結果より「せのうみ」の範囲は図 21 と推定され，「せのうみ」の湖面の面積は 0.009 km^2 となる．

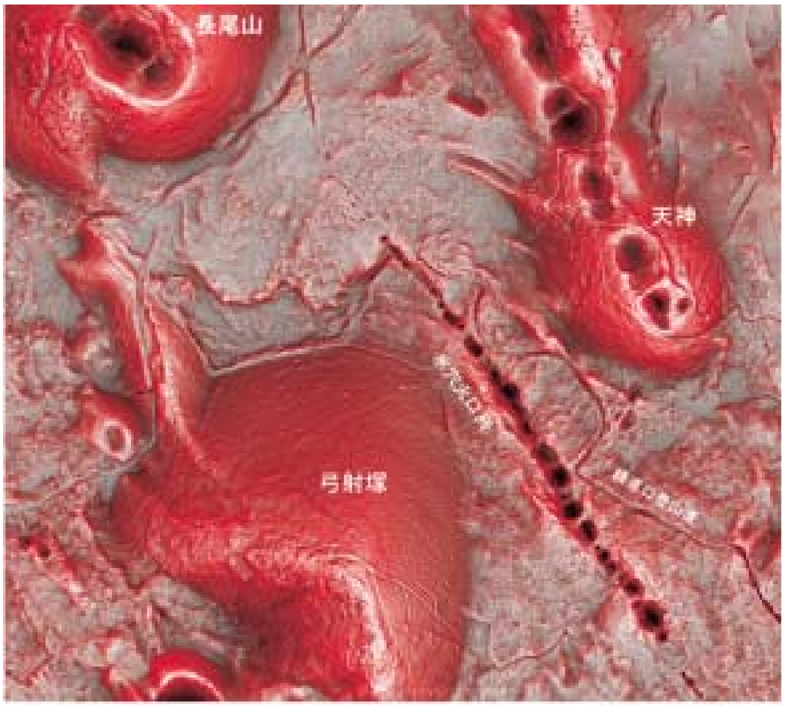

図 16　大小 20 以上の火口が認められる氷穴火口列．

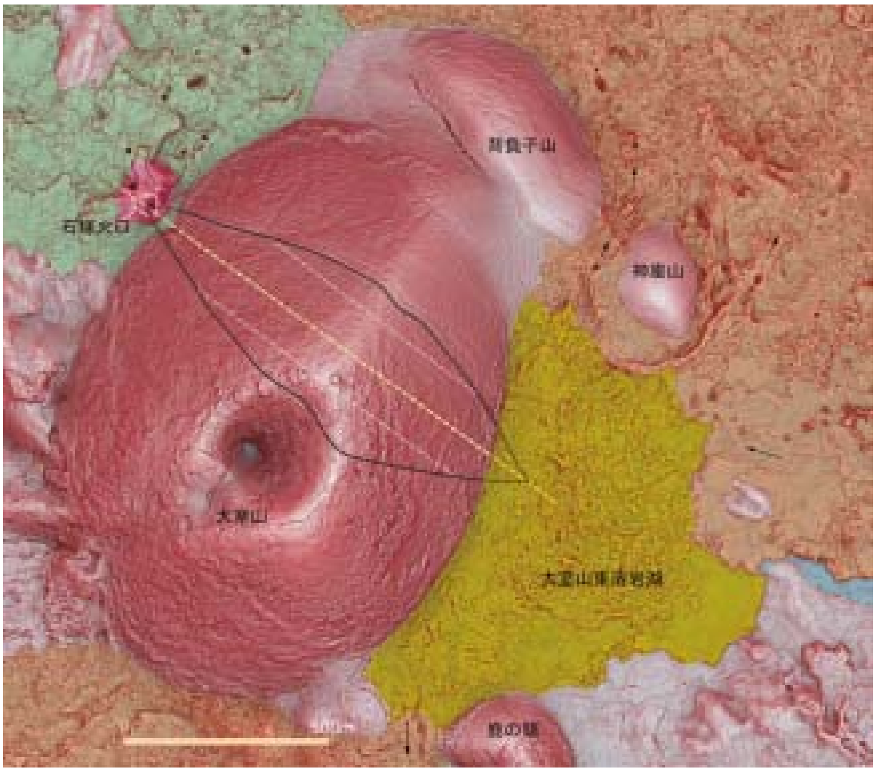

図 17　大室山の北東側尾根の 2 本の共役正断層と大室山東溶岩湖.

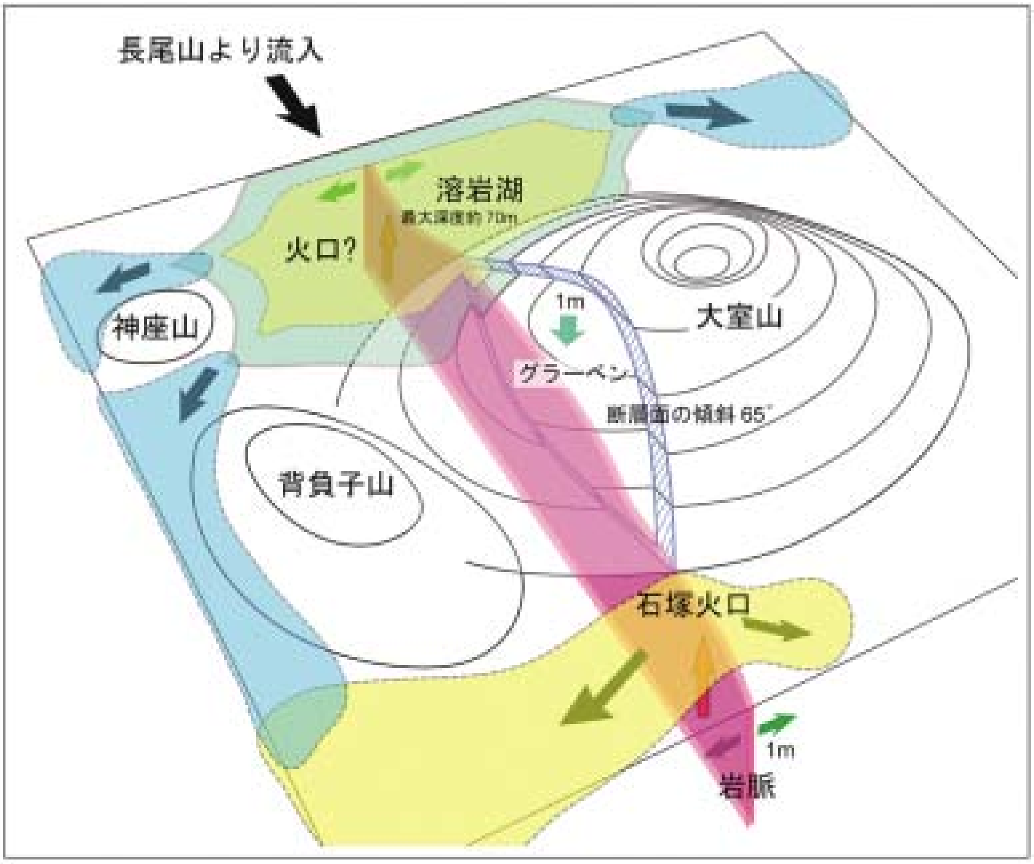

図 18　大室山を横断するグラーベン状凹地と噴火割れ目の関係の模式図.

5. 考察

⑴長大な割れ目火口の形成

今回，航空レーザ計測による樹木を除去した1 m DEMデータと，それから作成した赤色立体地図を使用した地形判読と現地調査より，貞観噴火時の噴火口の位置やその形状が明らかになった．従来，貞観噴火の火口は，長尾山，氷穴火口列，石塚火口，神座風穴火口とされていたが（鈴木・他，2001），今回の調査の結果，「下り山－石塚火口列」と「長尾山－氷穴火口列」の雁行する２本の火口列で発生した噴火であることが明らかになった．これら２つの火口列の総延長は水平距離で約5,700 m，標高差は約430 mに及ぶ．また，各火口列はゆるく左に弧を描いており，それぞれの北西側端部には，長尾山火砕丘や下り山火口の大きな火口が位置し，スコリアや溶岩流を噴出させた（図22）．なお，西側の火口列の南東端は，大室山の斜面にグラーベン状の断層あることから，大室山の南東の溶岩湖付近まで達していたことは確かであろう．長尾山－氷穴火口列の北西端は，長尾山北西の溶岩湖に埋没しており，正確な位置は不明である．

富士山で歴史時代に発生した溶岩流を伴う，中・大規模噴火ではしばしば長大な火口列が形成された．937年（承平七年）の噴火（小山，1998 a）では，富士火山の北側斜面の標高1,800～2,900 mにかけての，剣丸尾火口，牛が窪火口，橘橋火口列の総延長3.5 kmの雁行する３列の割れ目火口列で発生した（鈴木・他，2001；藤田・他，2002）．その後，ほとんど時期を同じくして，山頂をはさんで反対側の，南東斜面でも3 km以上の長さの火口列が形成されたことが明らかにされた（山元・他，2005）．したがって，南北を併せた火口の総延長距離は約10 kmに達する．この噴火は，剣丸尾第１溶岩や不動沢溶岩など0.08 km^3の溶岩や火砕物が噴出する中規模噴火であった．また，1033年（長末五年）の噴火（小山，1998 a）でも937年噴火と同程度の長大な火口列が形成された（山元・他，2005）．この噴火は，0.03 km^3の溶岩や火砕物が噴出する中規模噴火であった．このように噴出量が1.3 km^3と大規模噴火であった貞観噴火をはじめ，中規模噴火であった937年噴火や1033年噴火など，歴史時代の溶岩流の噴出を伴う中・大規模噴火ではしばしば5 km以上の長大な火口列が形成されてきた．

仮にこのシステムに変化が無いとすれば，今後，富士火山で溶岩流の噴出を伴う中・大規模噴火が発生した場合も，長大な火口列が形成される可能性が高いと考えられる．

⑵溶岩トンネルによる溶岩輸送システム

青木ヶ原溶岩分布域には，多数の溶岩洞窟があり，一部は観光利用も行われている（鳴沢氷穴，富岳風穴，蝙蝠穴など）．津屋（1971）は，これらの洞窟には溶岩トンネルの特徴をもつものがあることを指摘した．その後溶岩洞窟研究会によって多数の報告がなされているが，しかし，そ

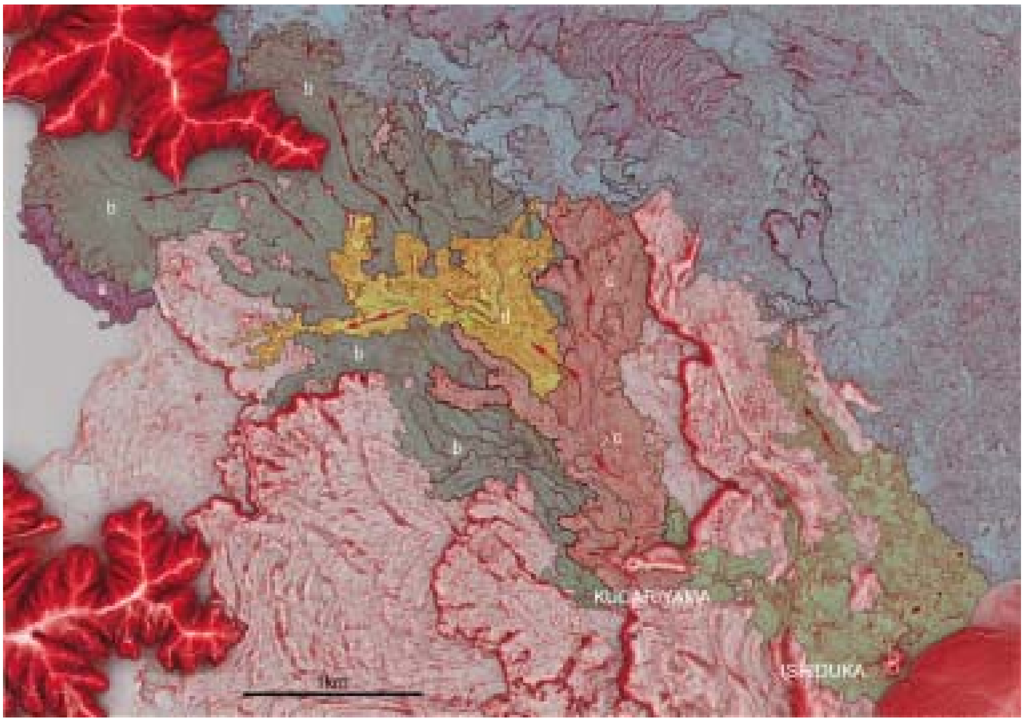

図19　下り山溶岩流のユニット区分　　紫：下り山溶岩a，深緑：下り山溶岩b，
オレンジ：下り山溶岩c，黄色：下り山溶岩，緑：石塚溶岩，水色：長尾山溶岩

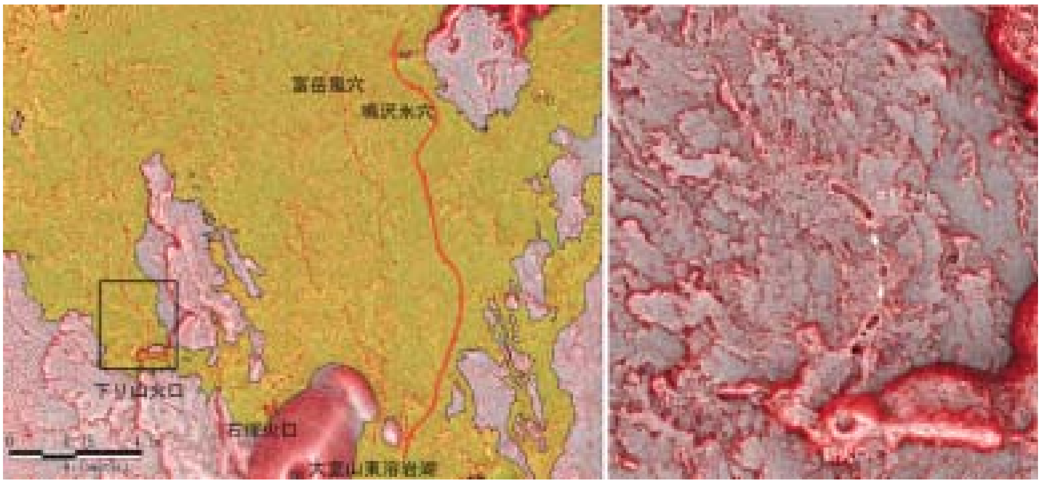

図 20　左図：青木ヶ原溶岩中に認められる溶岩トンネル
　右図：下り山火口に続く窓状のスカイライトと推定される溶岩トンネルの位置

図 21　せのうみの位置の復元図　破線：推定湖岸，細破線：水深 50 m の等深線，赤丸：ボーリング地点

れらの相互の連結関係や，溶岩トンネルシステムの全体像は不明であった．

今回の調査では，青木ヶ原溶岩分布域内に，これまでの報告にはない多数の窪地を判読することができた．これらの窪地の分布状況や，周辺の微地形の特徴から，長大な溶岩トンネルの存在が推定される．これまでの報告や，現地調査結果を考慮しながら注意深い判読を行い，溶岩トンネルの位置推定を試みた（図 20）．長さ約 5 km に及ぶものを含め，青木ヶ原溶岩上の広範囲で認定した．

青木ヶ原溶岩の最大到達地点は精進湖付近で，長尾山からの直線距離が約 8 km である．噴火開始後 2 週間で“せのうみ”に達しており，仮に長尾山から流出したとすると，せの湖の湖岸までの距離が約 5 km であるから，その平均速度は時速 15 m 程度となる．この速度は，ハワイ島のキラウエア火山の溶岩流などで観察されている速度と類似している．Macdonald and Abbott（1970）は，表面の冷却を伴いながら平坦面を移動するパホイホイ溶岩の場合，その移動速度は時速数～数 100 m と報告している．ただし，多量の溶岩が火口から遠方まで流下するには，パホイホイ溶岩の中に形成された溶岩トンネル内を溶岩が移動するほうが熱量の消費が抑えられてより効率的と考えられる．実際，ハワイ島キラウエア火山のプウオーオー・クパイアナハ火口から 1983－1994 年噴火で噴出したパホイホイ溶岩の中には網目状に入り組んだ約 10 km に及ぶ溶岩トンネルが複数形成され，その先端から多量の溶岩が海中に流入したことが知られている（Kauahikaua *et al.*, 2002）．今回，青木ヶ原溶岩の表面で発見された複数の溶岩トンネル列は，大規模噴火の場合，溶岩の遠方移動に溶岩トンネルが重要

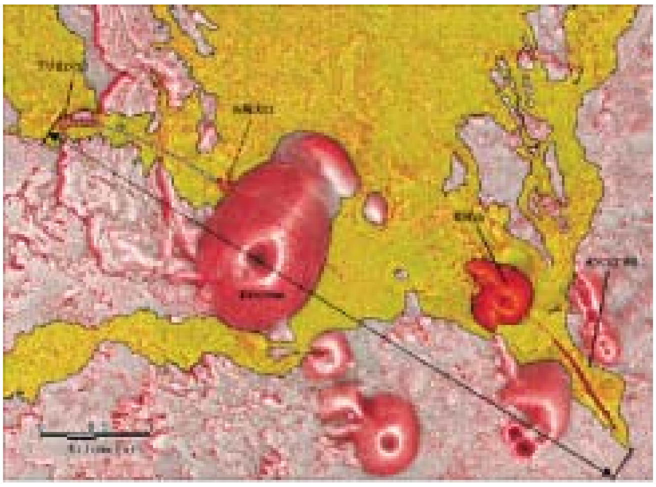

図 22　貞観噴火火口位置図

な役割を果たしていたことを強く示唆する．従って，特に大規模な溶岩流が発生した場合，溶岩トンネルの形成位置を早期に確認し，進路や到達位置を推定する必要がある．このため今後，溶岩流のシミュレーションの高度化を計る際には溶岩トンネルによる移動システムも考慮することが望まれる．

6.　まとめ

富士山の西暦 864～866 年噴火（貞観噴火）で噴出した青木ヶ原溶岩について航空レーザ計測を行い，赤色立体地図を作成し，溶岩表面の微地形を解析した結果，以下の点が明らかとなった．

1. 溶岩の主要な分布域は，津屋（1968）の分布域とほぼ一致した．ただし，従来，天神山・伊賀殿山溶岩の分布域とされた地域に，氷穴火口から伸びる溶岩流地形が認められた．
2. 大室山と長尾山の間に貞観噴火の際に形成された溶岩湖と考えられる平坦な地形を確認した．北東側２箇所，南西側１箇所の溢流点がある．溶岩湖と接する大室山の東側斜面には２本の共役正断層が認められた．これらの断層の位置と角度などから，溶岩湖の最大層厚は約 70 m と推定される．
3. 長尾山火口から北に向かって流れた溶岩流は，標高 1,000 m 付近でおおきく西方に流下方向を変化させる．これは溶岩流が古代湖「せのうみ」の湖岸線に沿って東から西に流れた結果と推定される．この結果とボーリング調査や電磁探査結果を総合して「せのうみ」の湖岸線の位置をある程度推定することができた．「せのうみ」の湖面の面積は 0.009 km^2 と推定される．荒井・他（2003）はこのデータなどからいくつかの仮定をおき貞観噴火の噴出量が富士山の歴史時代の噴火では最大の約 1.3±0.2 km^3（DRE）であると推定した．
4. 石塚火口の西北西 1,500 m の地点で最大比高が約 25 m の火砕丘を新たに確認し，「下り山火口」と名づけた．両者の間にも割れ目火口地形が確認された．また，大室山を切る共役断層の中心線は，この割れ目火口の延長線上に位置しているため，大室山の南方に達していた可能性が高い．この結果，貞観噴火では「下り山－石塚火口列」と「長尾山－氷穴火口列」の北西－南東方向に雁行した２ 列の噴火割れ目で発生した噴火であることが明らかになった．これら２つの火口列の総延長は水平距離で約 5,700 m，標高差は約 430 m に及ぶ．
5. 下り山火口からは本栖湖および精進湖方向に下り山溶岩 a～d が流下した．このうち最上部の下り山溶岩 c の表面には溶岩トンネルの天井が陥没した際に認められる窓（スカイライト）と考えられる凹地状地形が長さ 2 km 以上にわたり観察できる．同様の凹地形は青木ヶ原溶岩の複数の地点で認められ，この中には長さが 5 km 以上に及ぶものもある．青木ヶ原溶岩は玄武岩質のパホイホイ溶岩からなり，このような溶岩トンネル列は溶岩が効率的に遠方に移動する上で重要な役割を果たしたと考えられる．
6. 北天神火口列の発見
天神山北方の標高 1,200 m 付近で直線状に南北に並ぶ小火口群が確認査された．これまで富士山で確認された側火口では最も北に位置ずる．活動の時期は，大室スコリアに覆われていないので，約 3000 年前よりは新しい活動である．天神山・伊賀殿山火口列の北方延長上に位置しているようにも見える．

謝辞

山梨県環境科学研究所の荒牧重雄所長には本研究の発表の機会を与えていただくとともに，多くの励ましをいただいた．静岡大学教育学部小山真人教授には，本調査の全般にわたってご指導いただくとともに現地でも詳しい議論をいただいた．北海道大学大学院吉本充宏博士（当時東京大学地震研究所）には，現地調査で議論いただくとともに化学分析で協力いただいた．日本大学文理学部遠藤邦彦教授・高橋正樹教授には，青木ヶ原溶岩の地形・地質に関してご指導をいただくとともに，詳しい議論をしていただいた．地質学会関東支部および火山学会の現地討論会での，現地での議論は非常に有意義であった．

本論文で報告した，青木ヶ原地区の地形地質の調査内容は，国土交通省中部地方整備局富士砂防事務所による平成 13 年度富士山青木ヶ原地区火山地形調査業務の成果の一部であり，すでに複数の学会で口頭発表を行っている（荒井他, 2003；千葉他, 2003；鈴木他, 2003；など）．本稿はその概要を取りまとめたものである．

引用文献

荒井健一・鈴木雄介・松田昌之・千葉達朗・二木重博・小山真人・宮地直道・吉本充宏・冨田陽子・小泉市朗・中島幸信（2003）古代湖「せのうみ」ボーリング調査による富士山貞観噴火の推移と噴出量の再検討．地球惑星関連学会 2003 合同大会講演要旨

藤田浩司・鈴木雄介・吉野徳康・北川淳一・小山真人・宮地直道・下山利浩・安養寺信夫（2002）富士山北斜面において剣丸尾第 1，第 2 溶岩を流出した噴火とその堆積物．地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会講演要旨

千葉達朗・鈴木雄介・藤井紀綱・清宮大輔・小山真人・宮地直道・冨田陽子・小泉市朗・中島幸信（2003）レーザープロファイラデータを使った微地形可視化手法．地球惑星関連学会 2003 合同大会講演要旨

千葉達朗・鈴木雄介（2004）赤色立体地図－新しい地形表現手法－，応用測量論文集，vol. 15，p 81-89.

石丸聡・千葉達朗・大津　直・廣瀬　亘・田近　淳・岡崎紀俊（2006）有珠火山周辺の火口・断層地形－赤色立体地図による詳細地形判読－．日本地球惑星科学連合 2006 年大会要旨

Kauahikaua, J. , Cashman, K. V. , Clague, D. A. , Champion, D. and Hagstrum, J. T.（2002）Emplacement of the most recent lava flows on Hualalai Volcano, Hawaii. Bull. Volcanol. 64, 229-253.

小林　淳・高田　亮・鈴木雄介・中野　俊・石塚吉浩（2004）神津島天上山テフラの同定と富士火山起源噴出物との層位．地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会講演要旨

小山真人（1998 a）：歴史時代の富士火山史の再検討．火山，43，323-347.

小山真人（1998 b）噴火堆積物と古記録からみた延暦十九～二十一年（800～802）富士山噴火－古代東海道は富士山の北麓を通っていたか－？．火山，43，349-371.

Macdonald，G. A. and Abbott，A. T.（1970）Volcanoes in the sea, University press of Hawaii，Honolulu，441 p.

宮地直道（1988）新富士火山の活動史．地質雑，94，433-452.

宮脇　昭・菅原久夫（1992）富士山の植物たち．富士山－その自然のすべて－，同文書院，277-294.

小幡涼江・海野　進（1999）富士火山北西山麓本栖湖畔の 864 年青木ケ原溶岩の形態について．火山，44，201-206

鈴木雄介・小山真人・宮地直道（2001）富士火山北西斜面における最新期の地質層序と噴火史．地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会講演要旨

鈴木雄介・千葉達朗・荒井健一・藤井紀綱・清宮大輔・小山真人・宮地直道・吉本充宏・冨田陽子・小泉市朗・中島幸信（2003）航空レーザ計測結果にもとづく富士火山貞観噴火の溶岩流出過程．地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会講演要旨

鈴木雄介・小山真人・宮地直道・笠原克夫・花岡正明・中村一郎・安養寺信夫（2002）富士山貞観噴火の推移と噴出量．地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会講演要旨

高田　亮・石塚吉浩・中野　俊・山元孝広・鈴木雄介・小林淳（2004）富士火山西暦 800－1000 年頃に頻発した割れ目噴火群－^{14}C 年代と神津島天上山テフラの層位から－．地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会講演要旨

高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井　匡・田中英正・西　直人・安井真也（2003）富士火山噴出物の全岩化学組成－分析データ 847 個の総括－．日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，38，117-166.

高橋正樹・笠松　舞・松田文彦・杉本直也・藪中公裕・安井真也・宮地直道・千葉達朗（2004 a）富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の表面形態．日本大学文理学部自然科学研究所紀要，39，175-198.

高橋正樹・松田文彦・安井真也・宮地直道・千葉達朗（2004 b）富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の表面形態と噴出プロセス．日本火山学会 2004 年度秋季大会講演要旨

津屋弘逵（1938）富士火山の地質学的並びに岩石学的研究（Ⅲ），青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心．地震研彙報，16，638-657.

津屋弘逵（1968）富士山地質図（5 万分の 1），富士火山の地質（英文概説）．地質調査所.

津屋弘逵（1971）富士山の地形・地質．富士山－富士山総合学術調査報告書　富士急行，1-127.

和知　剛・千葉達朗・吉田桂治・土井宣夫・林信太郎・越谷信・齋藤徳美（2005）航空レーザ計測の解析で認識された火口群の現地検証．地球惑星関連学会 2005 年合同大会講演要旨

山元孝広・高田　亮・石塚吉浩・中野　俊（2005）放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年．火山，50，53-70.

横山隆三・白沢道生・菊池　祐（1999）開度による地形特徴の表示，写真測量とリモートセンシング，26-34.