

特集

火

Volcano

山





御嶽山2014年噴火

名古屋大学環境学研究科附属地震火山研究センター 山岡 耕春

1.はじめに

2014年9月27日11時52分頃、長野県と岐阜県境にそびえる標高3,067mの御嶽山が噴火した。御嶽山は信仰の山であり、かつては信者の登山が終わる8月末をすぎると登山者が少なくなっていた。しかし、近年の登山ブームで、百名山にも含まれる御嶽山には一足早い紅葉をもとめて多くの人が登るようになっていた。特に、2014年は夏から天候不順が続き、噴火をした9月27日は待ちに待った好天に恵まれた週末であり、多くの人が山頂をめざした。噴火時刻である11時52分頃は昼時であり、ちょうど多くの登山者が山頂に集まっている時刻であった。そこに突然の噴火が襲いかかり、さらに悪いことに、噴火開始からクライマックスまでの時間が非常に短く、登山者が避難する時間が無かった。このように悪い条件が重なり、人的被害としては戦後最悪の火山噴火災害となった。

御嶽山は、気象庁の定める常時観測火山の一つであり、気象庁が24時間火山活動を監視している。気象庁は、2014年の噴火に先立つ2週間ほど前の9月10日から11日にかけて、山頂直下で発生する地震活動が増加したことを確認し、注意を呼びかけるための「火山の状況に関する観測情報」を発表し、地震活動が増えていることと小規模な火山灰噴出に注意するよう呼びかけていた。しかし、噴火警戒レベルを1に据え置いたままであった。その後、山頂直下における地震活動は減少した。また地震活動の増加もなく、噴火の兆候である低周波地震の発生も少なかった。そのため、噴火警戒レベルの見直しは噴火発生まで行われなかった。

ところが、噴火のおよそ10分前から、火山性微動の連続的な発生と火口方向が隆起を示す傾斜変動が発生し、気象庁では急いで情報を発表する準備をしていたものの、山頂の登山者に伝える時間的余裕がなく噴火が始まってしまった。

この噴火災害の直接の被災者は主に登山者であった。従来、多くの火山噴火災害では周辺住民が被災者となることを想定し、周辺住民の避難を中心とした防災対策がとられてきた。噴火の恐れがあるときには周辺住民にいち早く情報を伝え、避難につなげる対策が取られてきた。しかし、登山者に対する安全対策は遅れており、いわば火山防災対策の盲点を突かれた災害でもあった。地元長野県の被災者は7名であったのに対し、最も多かったのは愛知県の17名であった(信濃毎日新聞)。登山者が主な被災者であったため、被災者の住所は広範な都府県にわたっているのがこの災害の特徴である。

噴火警戒レベルが1に据え置かれたこともあり、噴火前のマスメディアの報道も少なかった。御嶽山登山の玄関は長野県(木曾町・王滝村)であるため、御嶽山関連の情報を伝える新聞やテレビ・ラジオなどの報道機関はほとんどが長野県内の会社であり、さらに報道も長野県内向けである。被災者が最も多かった愛知県のメディアの報道は少なかった。2014年5月に発生した焼岳付近の群発地震活動では、岐阜県側で有感となったため名古屋の報道機関が取材・報道をしていたが、同年9月の御嶽山山頂直下の地震に関する名古屋の報道機関の取材・報道はほとんど無かった。実際、噴火後長期にわたって私が継続的に取材を受けているのは、信濃毎日新聞や市民タイムズなど地元紙と読売新聞や中日新聞などの長野支局である。報道機関としての取材範囲はそれぞれ取り決めがあるだろうが、自然現象や観光などの人の流れは県境を越える。通常の災害では、情報伝達の中心となるべきメディアが、県境のため、登山者の安全をまもる機能を果たしていなかった。

ここでは2014年の御嶽山噴火の経緯について、現在までに明らかになってきたことを中心に紹介をすることにする。

2.2014年水蒸気噴火

2014年9月27日に発生した噴火は水蒸気噴火だった。水蒸気噴火とは火山の地下にある帯水層が沸騰して水蒸気が勢いよく地表に噴出し、火山灰や石を吹き出す現象で、噴出物に新鮮なマグマが冷却してできた岩片が含まれないことが特徴である。2014年の噴火でも噴火開始後いち早く東大地震研や産業技術総合研究所の研究者が火山灰の採取を行い、顕微鏡観察をして新鮮なマグマの岩片が含まれていないことを確認した。結果は翌28日に開催された噴火予知連絡会拡大幹事会に報告され、マグマが直接に関与しない水蒸気噴火であると発表された。しかし、水蒸気噴火はしばしばマグマ噴火の前駆として観察されることから、マグマ噴火への移行の可能性も懸念された。その場合、水蒸気噴火は繰り返しながら次第にマグマの破片を含むマグマ水蒸気噴火に移行していくことが想定されるが、2016年1月現在、マグマ噴火への移行の兆候はない。

図-1に水蒸気噴火とマグマ水蒸気噴火の比較を図示した。火山における水蒸気噴火の熱源は、深部にあるマグマと考えられる。マグマで発生した熱は、マグマに含まれる揮発性成分などの高温のマグマ性流体によって運ば

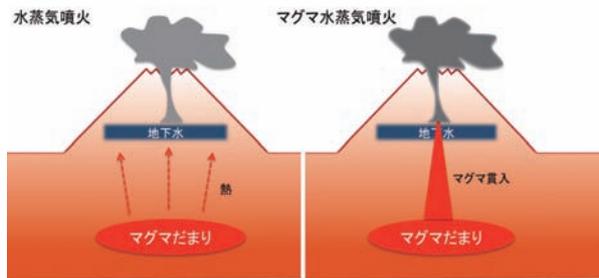


図-1 水蒸気噴火とマグマ水蒸気噴火の比較。水蒸気噴火はマグマの熱が間接的に地下水に伝わったもの。マグマ水蒸気噴火は上昇するマグマが直接に地下水に触れて水分が爆発的に気化するものである

れ、浅部にある帯水層を暖めると考えられている。そのため、帯水層には多量のイオウ性のガスが含まれ、水蒸気噴火の際に二酸化硫黄や硫化水素などのガスが水蒸気とともに噴出する。これが水蒸気噴火である。マグマは直接には関与せず、熱源としてのみの役割をもつ。したがって、水蒸気噴火のしくみは、マグマの物理化学ではなく熱水系の物理化学を応用した方が理解しやすい。

マグマ水蒸気噴火は、しばしばマグマ水蒸気爆発と呼ばれ、一種類の噴火として完結した過程を持つものというよりは、マグマが深部から上昇する際の一つの過程として扱われることが多い。マグマ水蒸気爆発も水蒸気噴火と同様、水分の急激な沸騰による爆発的な噴火であるが、マグマと水が直接ふれあったときに発生する現象である。火山体におけるマグマ水蒸気爆発は、深部からマグマが徐々に上昇する際に帯水層に触れて水分が急激に沸騰して発生する。マグマがさらに上昇すると、マグマ周辺の帯水層の水分が沸騰しきってしまい、マグマと水との直接の接触がなくなってマグマ水蒸気爆発が起きなくなることが多い。そのあとしばらくしてマグマが噴出することになる。ただし、マグマ水蒸気爆発の前にマグマからの熱が間接的に地下水をあたためて水蒸気爆発が発生する場合もあるので注意が必要である。

このように、水蒸気が爆発的に噴出して火山灰や噴石を吹き飛ばす噴火が発生しても、見かけだけでは水蒸気噴火なのか、マグマ水蒸気爆発なのかを判別することは難しく、火山灰の観察を待たねばならない。先に述べたように、新鮮なマグマが水によって急冷・固化した破片が含まれている場合にはマグマ水蒸気爆発と判断される。この急冷・固化したマグマとは非晶質であるためガラスと呼ばれる。「ガラス」は一般的になじみの深い言葉であるため、火山噴出物の専門家は安易にガラス質ということばを使ってしまいがちだが、一般には通じない。一般の「ガラス」とはガラス板、ガラス瓶のように透明で割れると鋭い破片となるようなものをガラスと感じている。専門家が「火山灰の中にガラスが含まれていた」というと、非晶質の岩片とは理解せず「ガラス板やガラス瓶の破片が含まれていた」と勘違いする可能性が高い。従って、「火

山灰の中にガラスが含まれていた」時には、きちんとマグマが急冷してできた破片であることを説明しておかなければならない。

2014年の御嶽山噴火は、噴火開始の初期段階から激しく水蒸気を吹き出した。そのため、大量の火山灰を吹き上げるとともに多量の噴石も火口周辺にまき散らした。火口から噴き上がった噴煙には大量の火山灰が含まれており、噴煙が上昇すること無く火口周辺に火砕流として拡がった。

図-2は噴火の2日後にヘリコプターから撮影した写真である。噴火で降り積もった火山灰の様子が良く分かる。写真で灰色の部分が火山灰の降り積もった部分であり、灰色の火山灰と木々の緑色との境界が明瞭なものは火砕流によって降り積もった火山灰である。吹き上がった火山灰が空から降ってくる場合には、火山灰の範囲が曖昧で、濃い場所から周辺に向けて徐々に薄くなる。しかし、火砕流の場合には堆積場所の境界が明瞭となる。これは火砕流が周囲の空気より重いために流れ下るという性質に由来している。火口から噴出した火山灰とガスの混合物(噴煙)は、周辺の空気よりも密度が低い場合には上昇し、密度が高い場合には下降する。火砕流となるのは周辺の空気よりも密度が高いためである。そのため、火砕流は地面が水平の場合には周辺に拡がり、斜面では斜面に沿って下方に流れ下る。火砕流は、火山灰とガスの混合物であるが、火山灰は固体(粒子)であり、それ自身は火砕流中のガスよりは重い。従って、流れ下ったり、流れ拡がったりする間に火山灰が降り積もる。そうすると火砕流は火山灰をどんどん失い、密度が減少していき、ついには周囲の空気よりも密度が小さくなる。そうすると火砕流はもはや流れ下ったり横に拡がったりすることができなくなり、「離陸」して上昇する。その「離陸」した地点が明瞭な境界として残るのである。2014年の御嶽山噴火では、地獄谷(写真の手前の谷)の頭頂部に火口が開き、谷に沿って約2.5km火砕流が流れ下った(第130回火山噴火予知連)。

3.2014年噴火のプロセス

2014年噴火のプロセスを理解する上で最も重要な観測は、山頂の南東側約3kmに設置された気象庁の傾斜計記録である。噴火そのものは9月27日の11時52分頃に始まったと見なされているが、それに先立つ約10分前から地下で水蒸気の上昇と考えられる変動が観測されていた(図-3)。

まず11時41分頃から火山性微動が観測され始めた。直後の11時45分頃から火口方向が隆起する傾斜変動が顕著になった。傾斜変動は次第に大きくなり、噴火開始の11時52分を境に反転して火口下がり傾斜変動になっている。新たに形成された噴火口が全体として北西—南東方向に分布していることを考慮すると、この変



図-2 噴火した御嶽山。2014年9月29日、民放のヘリから山岡が撮影。南西から北東方向に向かって撮影した。谷に沿って火砕流が流れ下った様子が、火山灰の分布から分かる。活発に噴気を出している場所が新たに形成された火口群で、列になっている。谷(地獄谷)の頭頂部に全体としては北西—南東方向に火口列が開いた。右側(南側)で岩が露出している谷は、1984年の長野県西部地震(M6.8)の時に崩壊し、土石流が流れ下った谷

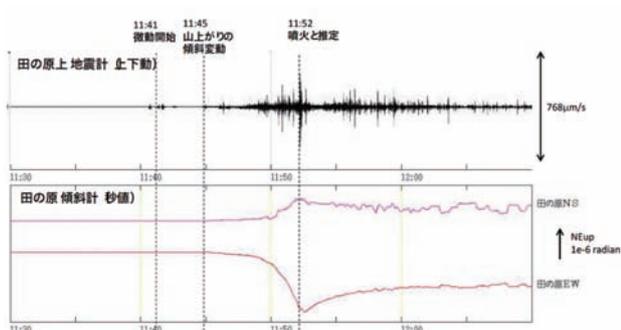


図-3 気象庁の田の原上観測点(火口南東方向約2.5km)に設置されている地震計と田の原観測点(火口南東方向約3km)に設置されている傾斜計で捉えられた噴火時の記録

動は水蒸気が北西—南東方向に板状に岩盤を割って(開口割れ目を形成して)上昇した現象を捉えていると考えられる。噴火において噴火口が新たに形成されることは、岩盤を割って水蒸気やマグマが上昇してきたことを示唆しており、その場合、岩盤は開口割れ目を作るような破壊を被り易いことが知られている。水蒸気が地表にまで到達して噴出すると、割れ目を開く圧力が減少し、傾斜変動が山下がりの方向に逆転すると考えれば理解しやすい。

岩盤内に新たに開口割れ目を形成して水蒸気が上昇する場合には、噴火の規模が大きくなりやすい。火山に

おいて側噴火(割れ目噴火)が発生した場合にはマグマの噴出速度が大きく、既存の火口からの噴火に比較して短時間で噴火が終了する。1986年11月の伊豆大島噴火を見ても、山頂火口をからの初期の噴火は6日かけて1,000万立方メートルのマグマを噴出したのに対し、その後の側噴火では火口列を新たに形成し、12時間で2,000万立方メートルのマグマを噴出した。このように開口割れ目により新たに火口列を形成する場合には一度に大量のマグマや水蒸気を噴出することになる。

2014年の御嶽噴火も、開口割れ目を作りながら上昇したと考えられ、噴出速度が非常に大きかった。そのため噴出する水蒸気が大量の火山灰や石を吹き飛ばした。水蒸気が開口割れ目を通過する際に経路の岩石を粉砕して吹き上げたのである。さらに、噴火とともに地下の帯水層の圧力が減少し、帯水層内部でも急激な沸騰が起き、体積増加(密度減少)によって帯水層内部の岩盤の破壊も進行したと考えられる。このことも火口からの火山灰や石の噴出に寄与したものと考えられる。

このようにして火口から噴出した噴煙は、大量の火山灰を含むため周辺の空気よりも密度が大きく、上昇できないまま地表に沿って拡がっていった。これが初期に発生した火砕流である。火砕流発生の主因となった火山灰も噴石(火山礫・火山岩塊)も粒子径が異なるだけであり、

火山灰が大量に噴出する場合には大きな石も噴出しやすくなる。そのため、火砕流が周辺に拡がると同時に、大量の噴石が周囲に降りそそぐ。

火砕流は、地形に沿って周辺に拡がっていく間に少しずつ火山灰を積もらせる。火山灰は細かいといえども砂粒であるため空気よりも重く、火砕流の内部でも火山灰はどんどん落ちていく。そのため、流れていくとともに火砕流の密度はどんどん小さくなり、ついには空気よりも軽くなる。そうなると火砕流から噴煙が上空に向かって立ち昇ることになる。その立ち昇る噴煙も全体としては空気よりも軽いものの、火山灰を含んでいる。そのため立ち上った噴煙からも火山灰が降ってくる。また、水蒸気噴火の場合には噴出したガスの成分のほとんどは水蒸気であり、マグマ噴火に比べて温度が低い。そのため、上空に昇ると断熱膨張によって温度が下がり、水蒸気が水滴となり火山灰と一緒に降ってくる。このような場合、火山灰が相互にくっついてかたまり火山豆石となって降ってくることもあれば、火山灰混じりの雨となることもある。火砕流の発生から噴煙の上昇と火山灰の降下について図-4にまとめて示した。

これらの噴火直後の火砕流や噴煙の様子は登山者によって多くの写真やビデオに撮影され、報道で用いられたほか、YouTubeなどの動画投稿サイトでも見ることができる。また生存者からの証言も得られており書籍にまとめられている。噴火直後に周囲が真っ暗になり、足下にあっという間に火山灰が積もったという証言は、火山灰の密度の濃い火砕流に巻き込まれたときの様子を示している。そのなかで噴石が降ってきたのは、噴出する水蒸気の勢いが強く、火山灰だけでなく火山礫や火山岩塊などの径が大きい石を噴出されたことを示している。火砕流から噴煙が立ち上る様子はビデオ映像から読み取ることができ、また火山灰混じりの雨が降ってきたという証言も得られている。

4.長期的な噴火準備

2014年御嶽山噴火は、その規模においては1979年の噴火に匹敵するものであり、噴火そのものは2007年以

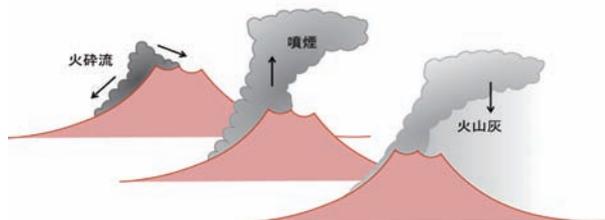


図-4 噴火口から火砕流が拡がり、噴煙として上昇して火山灰が降る様子。2014年の御嶽山噴火では、山頂の500m程下から噴火し、密度の濃い火山灰を含んだガスが火砕流となって周囲に拡がった。その一部が噴煙となって舞い上がり、風下に火山灰を降らせた

来のものであった。1979年の噴火以前は、歴史記録に残る噴火は知られておらず、1979年以降の噴火活動のみが記録に残っているものである。

1979年以降の噴火は、その様式から2つのタイプに分けることができる。1979年と2014年の噴火は新たに火口列を形成して噴出したタイプで2014型と呼ぶことにしよう。2007年の噴火は1979年の噴火によって形成された既存の火口から発生したごく少量の火山灰噴出である。1991年にも2007年と同様の噴火を起こしており、これを2007年型と呼ぶことにする。

図-5に気象庁が観測をした1979年以降の噴煙高度のデータを示す。ここで噴煙と称しているが、1979年と2014年の噴火直後を除き、ほとんどが水蒸気による噴煙である。1979年以降一時的に観測がなされていない時期はあるものの、長期的な噴気活動を示す貴重なデータであると考えられる。観測データのない時期も1984年の長野県西部地震による御嶽崩れ全体を撮影した写真には山頂からの噴煙が撮影されており、データの無い期間も噴煙活動があった事は間違いないだろう。

1979年以降の噴煙活動は全体的として減衰する傾向が見られていた。通常のマグマ噴火の場合には噴煙活動が収まるのは噴火活動が落ち着いていくことを示す。つまりマグマからの熱の供給が減少し、その結果としての水蒸気の発生が減少していくと解釈できるからである。しかし、水蒸気噴火の場合には一概に火山活動が落ち着いていく過程とは解釈できない。噴煙の減衰が、火口直下の帯水層への熱の供給の減少を表す可能性や、帯水層への水供給の減少を表す可能性があるのはもちろんであるが、水が無くならなくても熱の供給が減少しなくても噴煙が減少する可能性はある。

御嶽山山頂の火口群には水がたまっている場所があり、火口直下の水がなくなるとは考えにくい。また過去の4回の噴火はいずれも水蒸気噴火であり、マグマが直接帯水層に接触した証拠はない。そのため少し離れた地下深部から帯水層への定常的な熱の供給があったとしても不思議はない。2007年の噴火の直前には、浅部へのマグマの貫入があったとされる報告もあるが、その熱を受けても噴煙量は増えていない。どうも、御嶽山の噴煙の量はマグマからの熱の供給には鈍感のようである。あるいは、マグマが十分に深い場所にあるため、急激な熱供給の変化がないのかも知れない。いずれにせよ、帯水層への熱供給は1979年噴火以降も継続していたと考えた方が良さだろう。

そうだとすると、噴煙の減少は何を表すか。考えられるのは、噴煙の出口の閉塞であろう。1979年の噴火で、新たな噴火口が形成され、帯水層と地表との間の効率的な通路が形成された。1995年くらいまではその経路を通して盛んに水蒸気が放出されていたと考えられる。その後、水蒸気の経路が火山ガス中に含まれるイオウなどの成分が隙間に沈殿することによって徐々に閉塞されていった

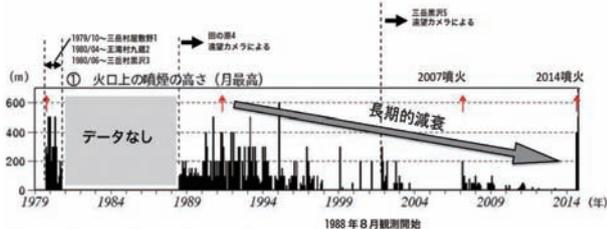


図-5 気象庁の観測による御嶽山の噴気活動。火口から噴気の上昇する高さを示してある。噴気の高さは季節や気象条件に影響されるが、長期的な変動は火山活動を表していると考えて良い

のであろう。また隙間が閉塞されると、水蒸気の勢いがさらに弱まり、岩石の風化などによって隙間の閉塞がすすむと考えられる。

2007年の噴火は1979年に形成された第7火口(79-7火口と呼ぶ)からの火山灰の噴出であったが、それに先立つ3年間は噴煙が観測されていない。噴気経路の閉塞によって地下の圧力が高まり、2007年の噴火に至ったのであろう。1991年の噴火も、1979年に形成された79-7火口からの噴出とされているが、おそらく一時的な噴気経路の閉塞の可能性がある。

そのような見方をすると、2014年噴火の前も2年ほど噴煙が観測されていない。ここでも水蒸気の経路の閉塞が進んでいたためと考えても良いだろう。水蒸気が放出されていけば、山頂直下の帯水層の圧力が減少し、潜熱による温度抑制がなされる。水蒸気の経路が閉塞されることによって、地下の圧力と温度が上昇し、噴火の危険性が高まっていったのではないだろうか。

2014年噴火前からこの噴煙高度の変化図が気象庁によって噴火予知連絡会に報告されていたが、当時の私は火山活動が減衰していく様子を表していると解釈をしていた。別の解釈があることを考慮することができなかったのは大変悔やまれる。

5.2007型噴火と2014型噴火の違い

それでは2007年型と2014年型噴火は、何が異なるのであろうか。気象庁の御嶽火山監視観測は2007年にはすでに稼働しており、山頂直下の地震活動に関しては2007年と2014年は同じ基準で議論ができる。2014年噴火では、噴火に先立つ1ヶ月以上前の8月末から山頂直下で発生する地震活動が顕著になり、9月10日から11日にかけては一時的に多くの地震が発生している(図-6)。一般に火山で発生する地震には、岩盤を破壊するタイプの地震(A型)と、マグマや熱水などの震動を伴うと考えられている地震(B型)に分けることができる。A型地震はVolcano Tectonic型(VT型)とも呼ばれ、B型地震はLong Period型(LP型)とも呼ばれている。

2014年の噴火では、9月10日に多発したA型地震も

徐々に収まっていった。そのなかでごく少数のB型地震も見られてはいた。2007年の噴火の前は、2014年よりもやや活発なA型地震の活動に加えB型地震の活動も観測されていた。ただし、2014年の噴火直前10分間に見られたような変動は観測されず、噴火そのものの目撃や映像もないため、噴火の正確な時刻は不明である。

このことは、地下の帯水層から水蒸気が上昇を始めるまでは、2007年噴火でも2014年噴火でも帯水層の状態は同じであったと考えられるかも知れない。1991年の噴火前も同様に地震活動が捉えられていた。ただし1979年噴火前は地震観測網が不十分であり、他の3回と比較できるデータは無い。

では、何が噴火の規模に影響をあたえたのであろうか。2007年型の噴火で噴出した火山灰は2014年型の噴火に比べると5桁以上も少量であった。火山灰の量と噴出した水蒸気量が比例するわけではないが、2014年型の噴火の方が圧倒的に水蒸気の噴出速度が大きいことを示している。これは先に述べたように2014年型が新たな火口列を作って噴火したためである。図-7は噴火の準備から噴火までに地下で起きたと考えられることを図示したものである。

御嶽山山頂直下には地下水を蓄える帯水層があり、地下深部からのマグマの熱により熱せられている。マグマの熱は、おもに火山性の高温の流体(ガスなど)の上昇によって帯水層にもたらされ、帯水層を熱するだけでなく帯水層内にマグマ起源のイオウの成分を溶け込ませていく。

帯水層の上部に不透水層がある場合には、帯水層の温度が上昇することによって帯水層内の間隙水圧が上昇する。その圧力上昇があるレベルにまで達すると、周辺の岩盤の一部で岩盤の破壊強度を越え、A型の地震が発生する。これが噴火前に観測された山頂直下の群発地震であろう。さらに圧力が増加すると岩盤の割れ目内に熱水などの流体が侵入し低周波の地震(B型地震)が発生する。2014年も2007年も噴火に先立って低周波地震が観測されている。

ここから先が2007年型と2014年型の分かれ道になると考えられる。2007年型では、2度の噴火とも79-7火

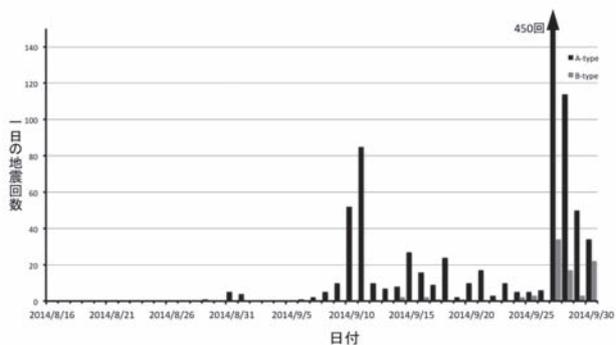


図-6 2014年9月27日に発生した御嶽山噴火に先立つ地震活動。気象庁の集計をグラフ化したもの。黒棒はA型地震、灰色の棒はB型地震の回数を表す。

口からの火山灰噴出(水蒸気噴出)であった。2007年噴火では、一時収まっていた噴煙活動が噴火後に若干回復している。これは帯水層内で高まった圧力が79-7火口からの水蒸気噴出によって減少したことを示唆している。つまり、圧力開放弁が働いて圧力が減少し、その後に引き続いた水蒸気放出によって岩盤破壊に至る圧力増加を防いだものと考えられる。

一方で2014年型では、岩盤の大規模な破壊に至るまで圧力増加が続いたものと思われる。筆者が2014年8月にたまたま航空機から撮影した山頂の写真でも山頂からの噴気はほとんど見られない。また噴火の前に噴気が増加したという報告は山小屋関係者からも得られていない。大規模な岩盤破壊が発生し、開口割れ目によって水蒸気の効率の良い通り道が形成されたことによって大量の水蒸気が噴出したものと思われる。大量に水蒸気が噴出すると、地下の帯水層内の圧力が急激に減少し、それがさらに地下の熱水の沸騰を促進するという正のフィードバックがかかる。これが2014年型の水蒸気噴火に至るプロセスであろう。

6.水蒸気噴火予知の困難さ

2014年の御嶽噴火以降、水蒸気噴火は予知が難しいと盛んに言われる。しかしこの表現は分析的に理解しなければ誤解を生じる。2014年噴火においても気象庁の傾斜計で約10分前から始まる急激な傾斜変動を捉えていた。この変動は、水蒸気が岩盤を割って上昇を始めたことを表し、ほぼ確実に噴火に繋がる顕著な変動であり、時間的な余裕さえあれば現地に情報を伝えて登山者を避難させることができた。

マグマ噴火の場合も、比較的確実なのはマグマが動き始めてからの予知である。2000年の有珠山噴火では、噴火の数日前から岩盤を割ってマグマが上昇し始めたことを表す活発な地震活動が捉えられ、噴火前に避難させることができた。2015年8月には桜島火口直下で岩盤を割りながらマグマの上昇を示す地殻変動が捉えられ、気象庁は警報を発表した。幸いに上昇したマグマが途中で停止し、噴火には至らなかった。2000年の三宅島の噴火では、岩盤を割ってマグマが上昇することを示す地震活動や傾斜変動をとらえて住民を避難させた。このときもマグマが途中で向きを変え、地下を水平に移動したため噴火には至っていない。いずれの場合にもマグマが

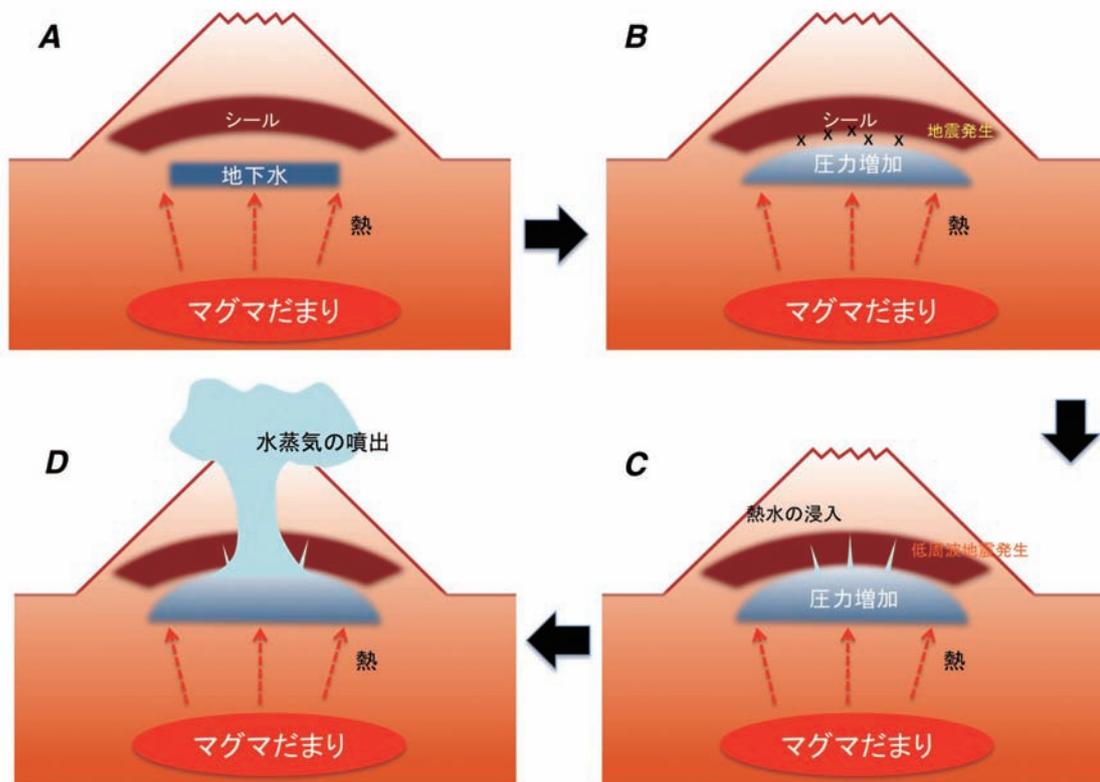


図-7 水蒸気噴火に先立ち、地下で起きていると考えられる現象

- A：マグマから熱が地下水に加わる
- B：地下水の温度が上昇し水蒸気の圧力が増加。そのため岩盤の小規模な破壊が進み、地震が発生する
- C：さらに圧力が増加すると熱水が割れ目に入り込み低周波地震が発生する
- D：大規模な岩盤破壊によって一気に水蒸気が噴出する

上昇を始める前には、全くといっていいほど前兆となる現象は捉えられていない。

このように、マグマであっても水蒸気であっても岩盤を破壊しながら上昇する際には顕著な地震や地殻変動が観測されることは分かった。しかし、水蒸気噴火の場合には、おそらく、帯水層の深さが500m程度と浅いことに加え、水や水蒸気は粘性が低く動きやすいため、上昇を初めてから地表に到達するまでの時間が短いと想像される。マグマだまりは5kmくらいの深さにあり、また粘性の高いマグマの場合には動きもゆっくりとなる。そのため、マグマが上昇を始めてから地表に至るまでの時間を稼ぐことができる。ただし、富士山や伊豆大島などのような玄武岩質の火山では、マグマの粘性が低いため、マグマの上昇が始まってから地表に出るまでには1-2時間しかかからない。

このようにマグマ噴火と水蒸気噴火を比較した場合の予知の困難さの違いは、マグマや水蒸気が岩盤を割って上昇を始めてから地表に至るまでの時間だけの違いである。したがって、変動を捉えた場合に噴火をすると予測される場所の近傍にいる人たちに即座に情報を伝える手段の確立が必須であると同時に、火山に近づく人たちの火山に関する知識も必要である。

追記

2015年11月16日に、国土交通省中部地方整備局多治見砂防国道事務所のご厚意により山頂付近の写真撮影を行うことができた。最近の御嶽山の様子を記録する貴重な資料として紹介したい。

2014年御嶽噴火では、大きく分けて3箇所ですべて新たな噴気が確認された。それぞれについて山岡が撮影したもののほか、王滝村役場撮影の写真を示す。図-8は、中日本航空が撮影した御嶽山山頂域のオルソ画像に、撮影した火口群の分布を示したものである。整理のため噴気孔群を2014-A, B, Cと表現している。

図-9は、3箇所の噴気群を南西側から撮影したものである。2014-Bの噴気が最も活発であることが分かる。2014年噴火時もこのグループの火口からの噴気が最も盛んだったようで、山頂剣が峰の神社や山小屋には多くの噴石が降り注いだ後が見られる。

図-10, 11, 12はそれぞれ2014-A, B, Cの火口群である。このうち2014-Bは谷(地獄谷)の西側内壁全体から噴気が出ている。また噴気群上部には噴気の活発な噴気が列となってみられる。おそらく内壁内部の比較的浅い領域で、内壁に平行に近い開口割れ目ができたため、全体的な噴気活動が活発なのであろう。2014-Cの噴気(図-12)は、地獄谷から飛び離れた場所ではほぼ東西に

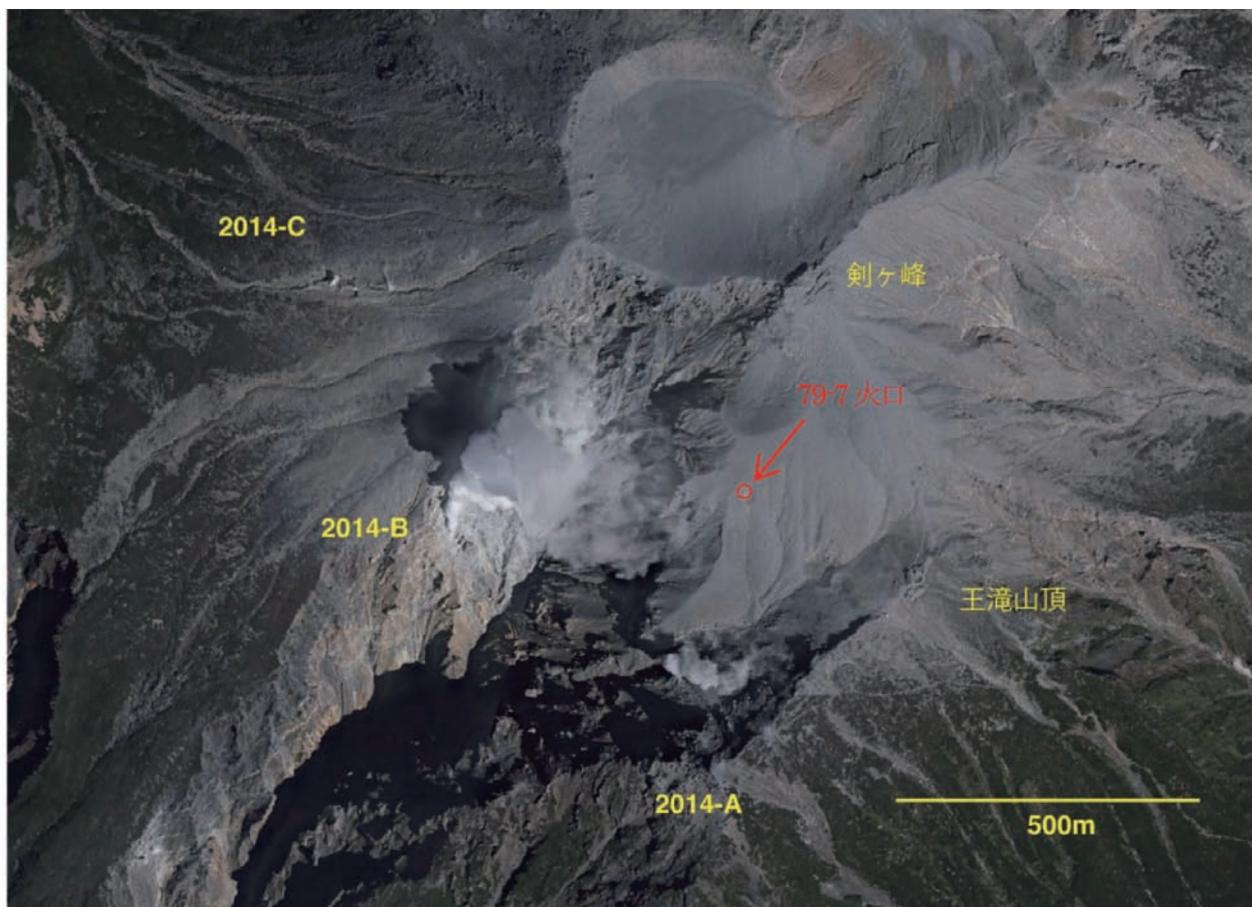


図-8 中日本航空撮影オルソ画像 2015.9.5撮影



図-9 噴気活動の全体写真



図-10 2014-Aの噴気孔主に2箇所から噴出している



図-11 2014-Bの噴気孔群。
壁全面から噴気が出ているほか、上部は
噴気孔が列となっていることが分かる



図-12 2014-C噴気孔群 斜面に沿って一列に並ぶ。
ガリーの中からの噴気が確認できる

並んで形成された噴気孔列である。噴気孔周囲の雪が溶けている領域は地温の高い領域と考えられる。今後も噴気の長期的な変化を観察することが必要である。

参考文献

- 1) 山と溪谷社編(2014):「ドキュメント御嶽山大噴火」248p.
- 2) 信濃毎日新聞社編集局(2015):「検証・御嶽山噴火」282p.
- 3) 信濃毎日新聞社(2014):「緊急報道写真集 2014.9.27御嶽山噴火」64p.
- 4) 鎌田浩樹(2007):「火山噴火」岩波新書 224p.



伊豆東部火山群（東伊豆単成火山地域）の分布・噴火史の再検討

静岡大学防災総合センター 小山 真人
伊豆半島ジオパーク推進協議会 鈴木 雄介

1.はじめに

伊豆東部火山群は、伊豆半島の東半部からその沖の相模湾にかけて分布する単成火山群であり、気象庁によって活火山認定されている(図-1.1)。

伊豆東部火山群の陸上部分(東伊豆単成火山地域)は、その噴火史の全体像が明らかになった後^{1, 2)}、北東部については火山分布の見直しが行われた³⁾。その後、航空レーザー測量にもとづく赤色立体地図が作成され、火山分布についてさらに修正すべき点が明らかになった。その間に地質調査も進んで、層序や年代に関するデータも蓄積されている。

本論は、主として2010年の赤色立体地図の導入以降の筆者らの調査・分析によって得られた、東伊豆単成火山地域の火山分布と噴火史に関する新たな知見についてまとめる。なお、本成果の一部は、すでに地質図として刊行されている^{4, 5, 6, 7)}。

2.方法

航空レーザー測量の利点は、コンピュータ処理によって植生や建築物を取り除いた地形を精密に描き出せることである。赤色立体地図⁸⁾は、疑似立体表現に優れた効果を発揮する地図であり、航空レーザー測量データの高精度の恩恵を最大限引き出さう。

筆者らは、伊豆半島全域の航空レーザー測量データ(1mメッシュ、国土交通省沼津河川国道事務所作成)を用いて作成された赤色立体地図を用いて伊豆東部火山群の地形を判読するとともに、野外地質調査ならびにテフラ層序学的・年代学的分析を実施した。

3.結果

各火山とそれに関連する新知見を記述する。順序は、火山群分布域の北西(修善寺付近)から始めて、ほぼ反時計回りである。

3.1 伊豆東部火山群ならびに関連事項

^{ひなた}日向：タフリング断面とみられる爆発角礫岩の露頭と周辺の降下テフラが知られていたが²⁾、火口付近の地形が活断層の変位によって乱されているために⁹⁾、火口の正

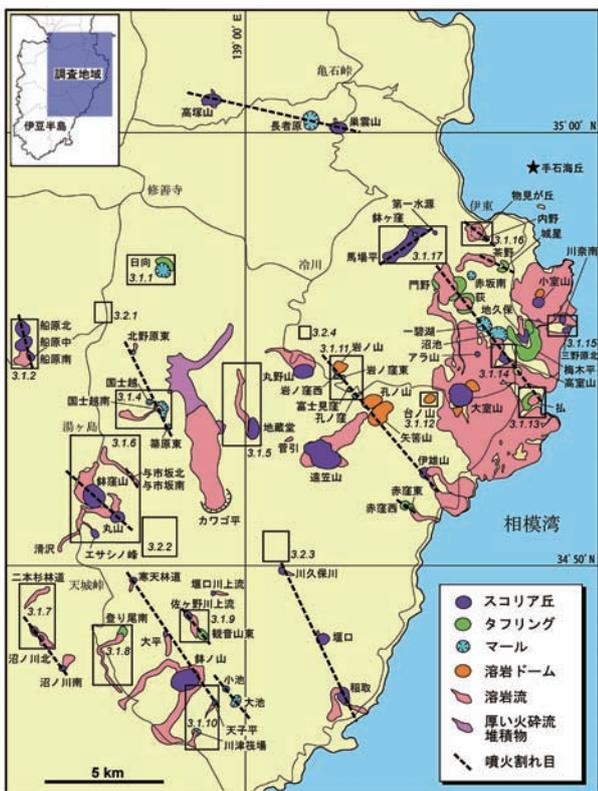


図-1.1 伊豆東部火山群(陸上部分)の概略地質図
(四角枠と斜字体数字は詳細地質図の範囲と図番号)

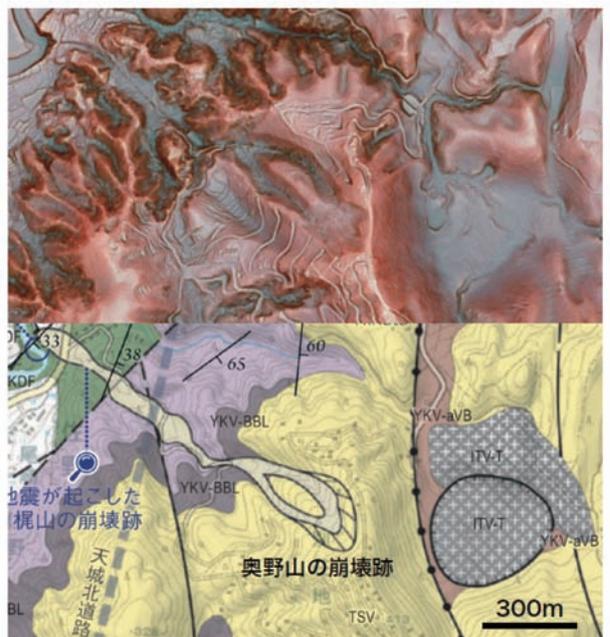


図-3.1.1 日向タフリング付近の赤色立体地図(上)と地質図⁵⁾(下)(ケバを付した実線円が日向タフリングの推定火口、●を配した実線は1930年北伊豆地震の地震断層)

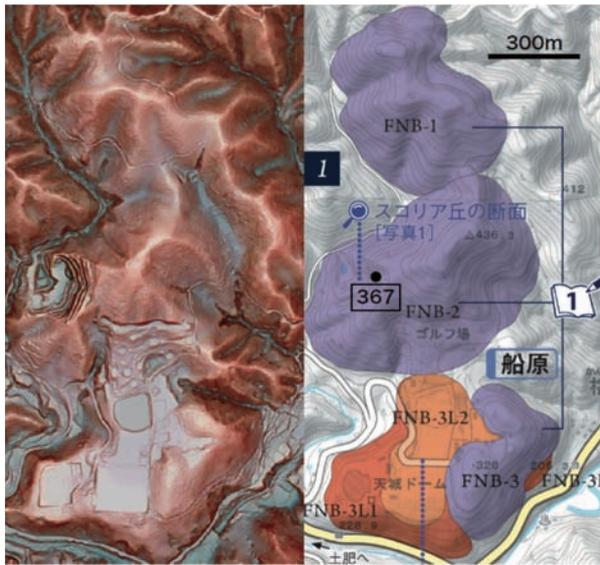


図-3.1.2 船原付近の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

確な位置特定が困難であった。赤色立体地図の読図により、直径300mの凹地を火口と推定した(図-3.1.1)。

この火口の西側の尾根(奥野山)は1930年北伊豆地震の際に崩壊し、下流の梶山付近に犠牲者が出たことで知られている¹⁰⁾。赤色立体地図では、この崩壊跡が詳細に特定できる。

船原北・船原中・船原南(再定義)：従来の研究²⁾ではスコリア丘(FNB-2)とその南側に分布する溶岩流が知られていたが、赤色立体地図の読図と現地調査によって隣接するスコリア丘2つ(FNB-1, 3)を新たに発見し、ほぼ南北の噴火割れ目を認定できた(図-3.1.2)。これら3つのスコリア丘を北から船原北(FNB-1)、船原中(FNB-2)、船原南(FNB-3)と新たに命名した。

船原中スコリア丘の西部に位置する採石場(地点367)で、スコリア丘の内部構造(写真-3.1.1)とスコリア丘をおおうテフラ/レス互層(写真-3.1.2)を観察できる(図-3.1.3)。船原中スコリア丘をつくる厚い粗粒スコリアは、レスを挟んで箱根Da-1軽石(125ka)の100cm下位にある。Da-1軽石と箱根Da-4軽石(88ka)の間に挟まれる厚さ90cmのレスの平均堆積速度3.6cm/yを下向きに外挿することにより、船原火山列の噴火年代を153kaと推定した。

国土越と国土越南(再定義)：国土越(国土峠)付近に分布する爆発角礫岩の給源火山として国土越タフリングが考えられていたが¹⁾、タフリングと解釈されていた地形の北斜面を通る県道沿い(地点869)には基盤の火山岩類が露出するためタフリングとは考えにくい。赤色立体地図を読図した結果、「国土越タフリング」として一括されていた火山は、直径200mの円形のマールと、その南南東にある北西-南東方向に伸びた形状のマールに分けら



写真-3.1.1 船原スコリア丘の断面



写真-3.1.2 船原スコリア丘を覆うテフラ/レス互層
(厚いオレンジ色の軽石層が箱根Da-1軽石)

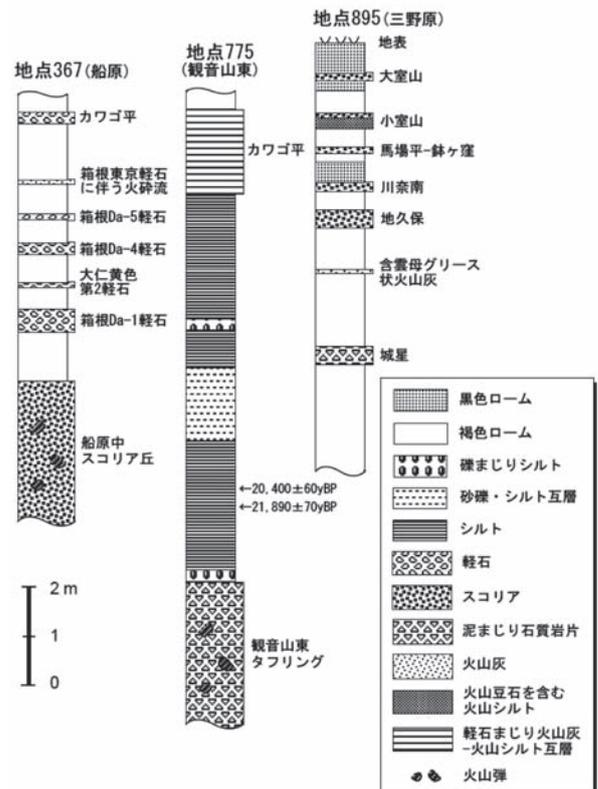


図-3.1.3 調査地域の主要地点の柱状図

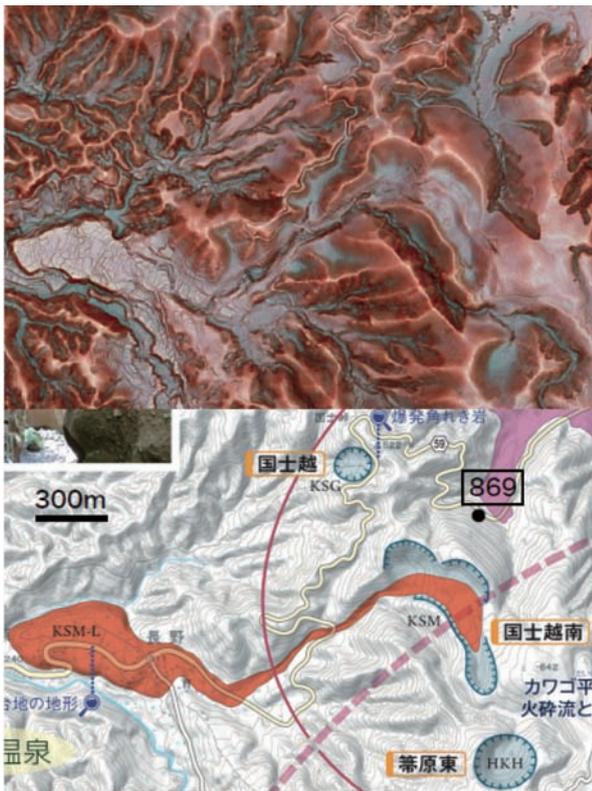


図-3.1.4 国士越付近の赤色立体地図(上)と地質図⁴⁾(下)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

れることがわかったので、前者を国士越火山(KSG)、後者を国士越南火山(KSM)と呼ぶことにした(図-3.1.4)。伊豆市長野付近の台地は、国士越南マールから流出した溶岩(KSM-L)がつくった地形である。

地藏堂：地藏堂スコリア丘(JZD)から北に向かって地藏堂川沿いに伸びる段丘状の地形は溶岩流と考えられていたが¹⁾、スコリア質の厚いラハール堆積物(JZD-LH)でできており、溶岩流(JZD-L)はその下位にあることがわかった(図-3.1.5)。

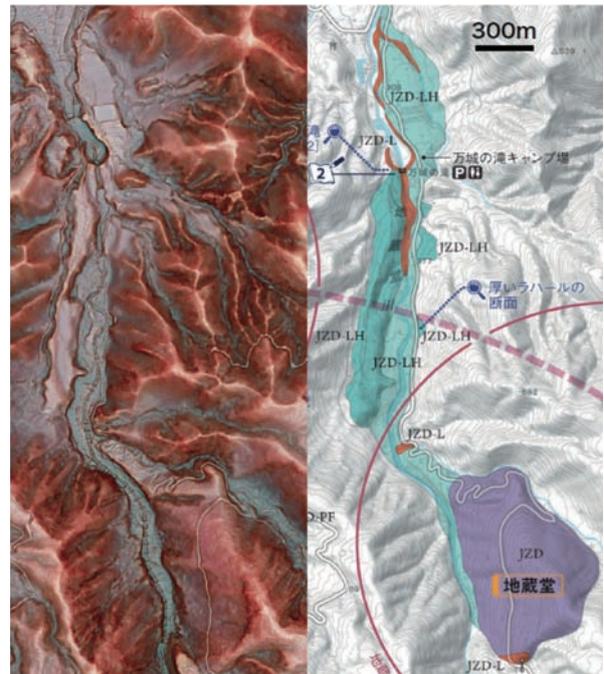


図-3.1.5 地藏堂付近の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右)

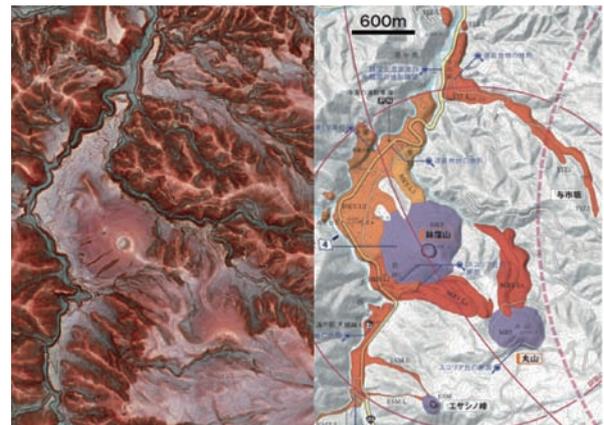


図-3.1.6 本谷川流域の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右)

与市坂北・与市坂南(再定義)：赤色立体地図を讀図した結果、従来1枚と考えられていた溶岩流(YIZ-L)が2枚あり、火口も2箇所あることがわかった⁴⁾(図-3.1.6)。これらの火口を与市坂北(YIZ1)と与市坂南(YIZ2)と新たに命名した。また、現地調査の結果、与市坂集落付近に分布する溶岩流の厚さは地表直下の3~7m程度であり、その下位は厚い土石流堆積物であることがわかった。

与市坂火山列の溶岩流は、本谷川の対岸(左岸)の丘陵上にも分布することから、溶岩流出後に相当量の河川の下刻があったことがわかる。この下刻によってできた現在の本谷川の谷底を、後述の鉢窪山の溶岩が流れ下ってきたように見える。よって、与市坂火山列の噴火年代は鉢窪山(17ka)よりも古いとみられる。与市坂火山列の溶岩流がほとんどレスを挟まずに地表直下にあるのは、谷埋めの地形ゆえに噴火後に流水による浸食を受けたためであろう。

鉢窪山と周辺の天城火山溶岩：赤色立体地図の讀図により、鉢窪山スコリア丘(HKY)から流下した溶岩が3枚(HKY-L1~L3)あることがわかった(図-3.1.6)。

鉢窪山スコリア丘の北西麓に突き出た2つの尾根はキブカであり、そこには天城火山の安山岩質溶岩流が露出している。同じ溶岩流の下流部とみられる安山岩溶岩が、湯ヶ島温泉の南の本谷川左岸の台地と、湯ヶ島温泉街に囲まれた熊野山の山頂部に孤立的に分布し、小さな平坦面を残している⁶⁾。つまり、天城火山の溶岩流は、かつての本谷川の谷を埋めて流れ、湯ヶ島温泉付近まで達していたことがわかった。

エサシノ峰：道の駅「天城越え」が建つ本谷川沿いの平坦面は、エサシノ峰スコリア丘(ESM)から流出して2

つの谷を下った溶岩(ESM-L)がつくる地形である(図-3.1.6)。この地形を本谷川が下刻した谷底に、滑沢火山の溶岩流(NMZ-L)と鉢窪山火山の溶岩流(HKY-L1)がそれぞれ達しているように見えることから、エサシノ峰火山は滑沢火山・鉢窪山火山よりも古いと考えられる。

寒天林道(改名)：旧天城峠の南から八丁池に達する寒天林道沿いに新鮮な溶岩流(KTR-L)の存在が知られており、その北の分水嶺付近から流出したと考えられていた¹⁾。この分水嶺上に底径300mのスコリア丘(KTR)を確認した。溶岩流を流した火山は八丁林道火山と呼ばれていたが^{1), 11)}、林道の正式名称にちなんで寒天林道火山に改名した⁴⁾。

二本杉林道(新称)：荻ノ入川上流の右岸側の尾根に新火山(二本杉林道火山：NSR)を発見した(図-3.1.7)。この火山から流出した新鮮な無斑晶質玄武岩溶岩(NSR-L) (地点806)と、それにとまうスコリア質ラハール堆積物(地点808)を林道沿いで観察できる。流出口付近にスパター丘と火口らしい地形もみられるが明瞭ではない。溶岩流は南西方の荻ノ入川まで流下しており、その先端部分(地点891)は次に述べる沼ノ川火山列の北西端にある火山(沼ノ川D)として誤認されていた²⁾。

沼ノ川北・沼ノ川南(再定義)：前述の沼ノ川Dのほか沼ノ川A-Cを含めた4火山は北西-南東方向に並ぶため、ひとつの割れ目火口上に並ぶ火山列(沼ノ川火山列)と考えられていた²⁾。現地調査の結果、沼ノ川BとCはひとつの火山として連続していることがわかり、前述したように沼ノ川Dは二本杉林道火山の溶岩流末端を誤認していたことがわかった。これによって、従来の沼ノ川B-Cをひと

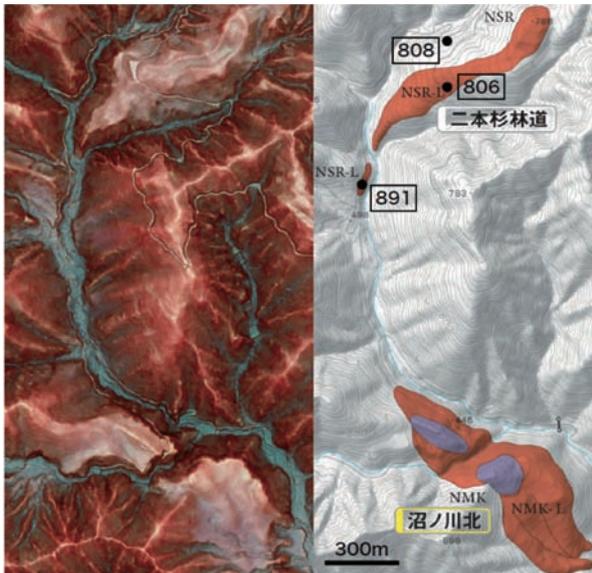


図-3.1.7 荻ノ入川流域の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右) (四角で囲んだ数字は地点番号)

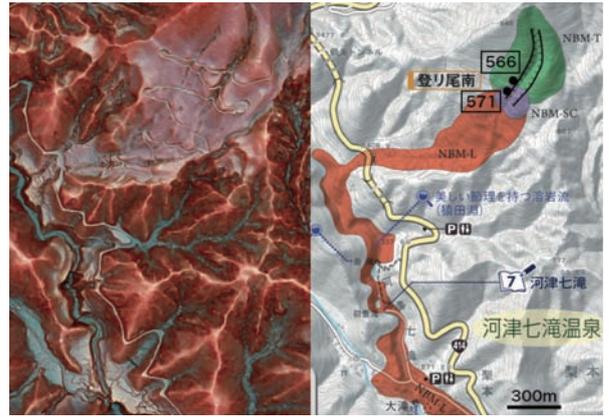


図-3.1.8 河津七滝付近の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右) (四角で囲んだ数字は地点番号)

つにまとめて沼ノ川北(NMK)と名付け(図-3.1.7)、沼ノ川Aを沼ノ川南(NMM)と改名した。

登り尾南：林道沿いの地点566で、成層した爆発角礫岩を新たに確認した(図-3.1.8)。それを噴出したタフリング(NBM-T)には割れ目火口跡とみられる浅い谷があり、その南端のスパター丘(NBM-SC)から溶岩が流出している(地点571)。この溶岩流(NBM-L)が下流の河津川に達した部分に河津七滝がつけられた。

佐ヶ野川上流(改名)：同じ佐ヶ野川の流域にある観音山東火山(後述)との区別を明確にするために、佐ヶ野川火山²⁾を佐ヶ野川上流火山(SNJ)に改名した(図-3.1.9)。

観音山東：先の研究で否定されていた観音山東火山²⁾を再検討した結果、タフリング(KYH)と確認した。山頂には東西200mほどの楕円形の火口があり(図-3.1.9)、その内部を埋めた厚さ8mの湖成層(写真-3.1.3, 地点775)中の埋もれ木から、20,400±60yBP (モミ属枝付根元の樹皮に近い3年輪分)および21,890±70yBP (モミ属枝材の最外5年輪分)の放射性炭素年代が得られた(パレオラボ社による加速器質量分析法, 測定番号PLD-16228ならびにPLD-16229)。OxCal4.1 (較正

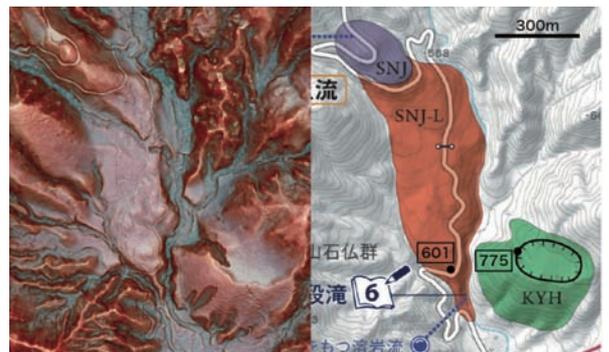


図-3.1.9 佐ヶ野川流域の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右) (四角で囲んだ数字は地点番号)



写真-3.1.3 観音山東タフリングの火口湖を埋めた湖成層の断面

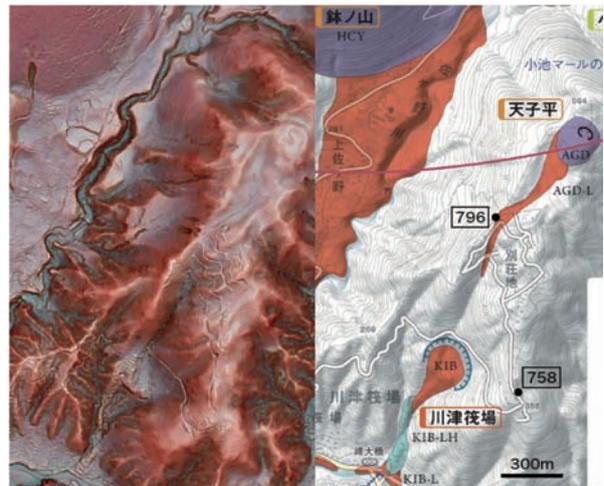


図-3.1.10 天子平付近の赤色立体地図(左)と地質図⁴⁾(右) (四角で囲んだ数字は地点番号)

とともに、北西-南東方位の同時噴火割れ目をなすとみられる。

川津筏場：本火山は火口の位置が不明確だったが、河津川から北東に700mほど遡った付近にある直径200mの凹地をマール(KIB)として特定できた(図-3.1.10)。そこから流下した溶岩流(KIB-L)が南西の河津川沿いに分布し、その上位をラハール堆積物(KIB-LH)がおおっている。天子平別荘地内(地点758)において、地表からレスを挟んで100cm下位に本火山起源の鶯色火山礫(厚さ100cm)があり、レスの堆積速度を7cm/kyとみて噴火年代を14kaと考える。

赤窪西-赤窪東(再定義)：かつては単一のタフリング(赤窪火山)と考えられていたが^{1, 3)}、赤色立体地図を読図した結果、北西-南東方向に並ぶ2つのタフリング(赤窪西：AKN, 赤窪東：AKH)に分けられる⁷⁾。相模湾岸(中の崎)で見られる溶岩(AKH-L)は、赤窪東タフリングから流下したものである。

遠笠山：粗粒スコリアと薄い溶岩流が互層する部分が観察されることから、かつては単成の成層火山とされた^{2, 11)}。しかしながら、成層火山は一般に複成火山の一分類のため誤解を招きやすいことから、スコリア丘に分類し直した^{4, 7)}。

矢筈山：赤色立体地図を読図した結果、溶岩ドーム(YHY)の北(YHY-LN)と南(YHY-LS)に溶岩流が認められる^{4, 7)}。

岩ノ窪東(再定義)と岩ノ窪西：かつて直径100mのマール(岩ノ窪火山)を認めていたが^{1, 3)}、赤色立体地図を読図した結果、その南に隣接したほぼ同じ大きさのマールを認め、両者をまとめて岩ノ窪東火山(IKH)と呼ぶことに

曲線データ：Intcal09)¹²⁾を用いた暦年較正年代は24~27kaの範囲にある。

これらの埋もれ木はカワゴ平テフラ(3.2ka)の6mほど下位のシルト層中のものである(図-3.1.3)。埋もれ木の層位からさらに160cm下位に観音山東タフリングの山体をつくる爆発角礫岩があるが、その間にAT火山灰(30ka)や近隣の鉢ノ山火山のテフラ(34ka)は挟まれている。よって観音山東火山の噴火年代を29kaと考えることにする。

観音山東火山のテフラは、先の佐ヶ野川上流火山の溶岩流やテフラと直接重なり合っており(地点601)、両火山は北西-南東方位の同時噴火火山列とみなされる。

あまごだいら
天子平(新称)：鉢ノ山スコリア丘(HCY)の南東(後述の川津筏場火山の北東)の尾根に新火山(天子平火山：AGD)を発見した(図-3.1.10)。赤色立体地図を見ると、直径200m、比高20mほどのスコリア丘(あるいはスパター丘)とみられる地形があり、その山頂に火口とおぼしき凹地がある。そこから流出した新鮮な無斑晶質玄武岩溶岩を、天子平別荘地内の谷(地点796)で確認した。この溶岩流は、谷の下流にある川津筏場火山のマールには達していない。川津筏場火山の溶岩には斑晶が多いが、本火山のものは無斑晶質であり、両者の区別は容易である。天子平火山は、寒天林道-大平-鉢ノ山火山列¹⁾

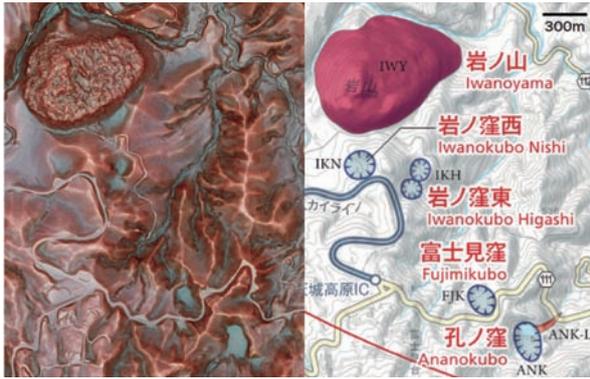


図-3.1.11 岩ノ山付近の赤色立体地図(左)と地質図⁷⁾(右)

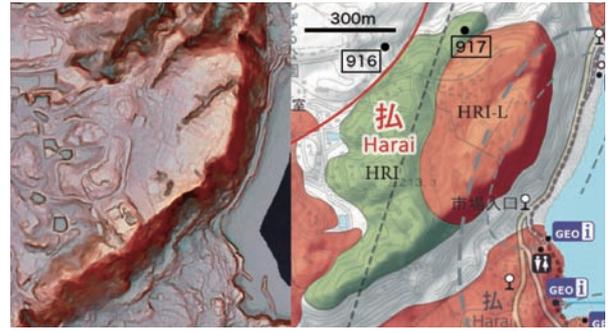


図-3.1.13 払付近の赤色立体地図(左)と地質図⁷⁾(右)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

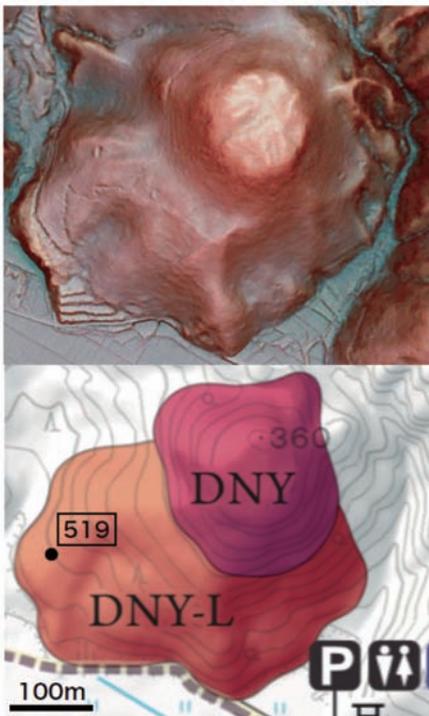


図-3.1.12 台ノ山付近の赤色立体地図(上)と地質図⁷⁾(下)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

した。また、250m西にもうひとつのマール(直径150m)を認め、岩ノ窪西火山¹¹⁾(IKN)とした(図-3.1.11)。

台ノ山：かつては単一の溶岩ドームと考えられていたが^{2, 3)}、赤色立体地図の読図と現地調査の結果、溶岩ドーム(DNY)と溶岩流(DNY-L)に区分できた(図-3.1.12)。レスを挟んで溶岩流の上位10cmに大室山テフラ(4ka, 厚さ80cm)、さらにその上位30cmに岩ノ山テフラ(2.7ka, 厚さ60cm)があることから(地点519)、台ノ山の噴火年代を4.4kaと考える。

払^{はらい}：赤色立体地図の読図と現地調査によって、相模湾に面した高さ150mの海食崖の上部に露出する溶岩流(HRI-L)はタフリング(HRI)の火口を埋めたものであり(図-3.1.13)、海食崖の下部は天城火山起源とみられ



写真-3.1.4 払タフリングの断面(地点917)



写真-3.1.5 払タフリングに挟まれる箱根Da-4軽石(白い破線と破線間のオレンジ色の層, 地点916)

る古い安山岩溶岩流からなることがわかった。

払タフリングの断面は、北側の小道(地点917)と沢(地点916)で観察できる(写真-3.1.4)。ともに厚さ10m以上の爆発角礫岩と細粒火山灰の互層からなり、厚さ40cmの箱根Da-4軽石²⁾を挟んでいる(写真-3.1.5)。

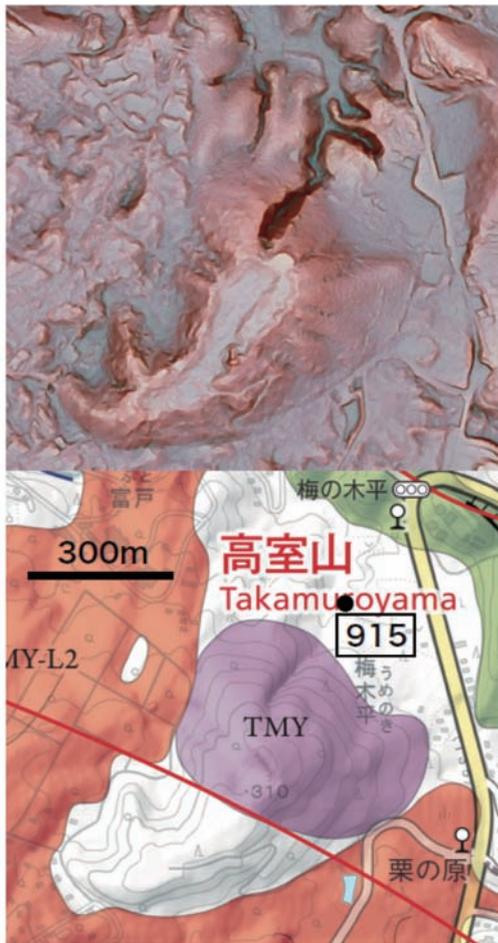


図-3.1.14 高室山付近の赤色立体地図(上)と地質図⁷⁾(下)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

このことは、これまで年代不詳とされてきた払火山の噴火年代が、箱根Da-4軽石と同じ100kaであることを意味する。

大室山：赤色立体地図の読図と現地調査によって、溶岩流の分布図を大幅に改訂した⁷⁾。

高室山：かつてタフリングと考えられていたが^{2, 3)}、赤色立体地図を読図した結果、楔型の丘の北部のみが火山体であることがわかった(図-3.1.14)。その北側の沢(地点915)に直径50cmの火山弾を多数含む厚さ5m以上の粗粒スコリアが分布することから、火山体の主部はスコリア丘(TMY)と考えられる。火山体の山頂部や遠方で認められる鶯色火山礫²⁾は噴火末期の噴出物であろう。

沼池(改名)：一碧湖マールの南東に隣接し「東大池」という火山名で呼ばれていたマール^{11, 13)}を、古来の名前である沼池(NMI)に改名した³⁾。

川奈南：噴火年代が不詳であった川奈南スコリア丘(KWM)起源とみられる厚さ20cmの降下スコリアを、

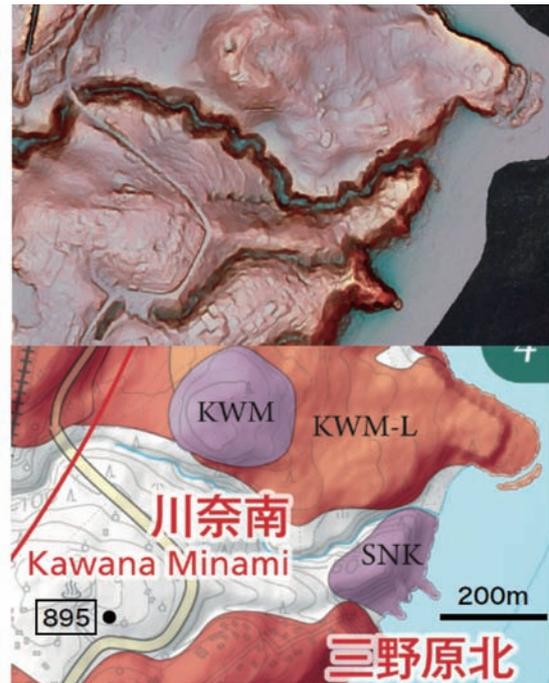


図-3.1.15 川奈南の赤色立体地図(上)と地質図⁷⁾(下)
(四角で囲んだ数字は地点番号)

伊東市三野原の地点895で発見した(図-3.1.15)。このスコリアは、レスを挟んで馬場平-鉢ヶ窪テフラ(24ka)の65cm下位、地久保テフラ(37.5ka)の40cm上位にあることから(図-3.1.3)、噴火年代を32.5kaと推定した。

含雲母グリース状火山灰：伊東市三野原(地点895、図-3.1.15)で外来テフラとみられる厚さ5cmの白色細粒火山灰を発見した(写真-3.1.6)。軽石型の火山ガラス(屈折率：1.494, 1.498-1.501)を主体とし、多数の緑色角閃石(屈折率：1.672-1.683)・黒雲母と少量の石英結晶を含むこと、ならびに火山ガラスの化学分析結果から判断して、「含雲母グリース状火山灰(以下、Gr)」¹⁴⁾として知られるテフラに同定される。給源火山は島根県の三瓶山(三瓶池田軽石)と考えられているが¹⁵⁾、伊豆諸島の可能性もある¹⁶⁾。



写真-3.1.6 含雲母グリース状火山灰(中央の白い層)

地点895のテフラ/レス断面におけるGrの層位は、レスを挟んで地久保テフラ(37.5ka)の下位85cm, 城星テフラ(71ka)の上位140cmであり(図-3.1.3), その間のレス堆積速度を一定とした内挿によりGrの噴火年代は50kaとなる。

小室山：南北に隣接した2つのスコリア丘をもつ火山と考えられていたが¹⁾, 現地調査の結果, 北側の丘が溶岩流出口に栓をしたplug dome (KMY-D)であることを確認した³⁾。また, 赤色立体地図の読図と現地調査によって, 溶岩流の分布図を大幅に改訂した⁷⁾。

城星(再定義)と茶野(新称)：城星付近からその西南西の伊豆急行線近くまで伸びる溶岩流は, 城星タフリング(JBS)から流出したと考えられていたが^{2, 3)}, 現地調査の結果, 両者の分布は離れており, 城星火口の西北西500mの伊東市立南中学校の建つ丘を溶岩の流出口と考えざるを得ない。ここを新たに茶野火山(CHN)と命名した^{4, 7)}。両者は北西-南東方位の噴火割れ目上に並ぶ火山列とみられる。

内野と物見が丘(新称)：伊東市役所の建つ台地(物見が丘)は, 内野スコリア丘(UCN)から北西に流出した厚い溶岩流(UCN-L1, L2)からできている(図-3.1.16)。この溶岩は西方に流れて伊東市立図書館付近で松川に達している。しかしながら, 溶岩流の直下と周囲(地点393など)に爆発角礫岩が分布することから, 溶岩流に埋められたマール(物見が丘火山: MMO)があり, マールとスコリア丘を結ぶ北西-南東方位の噴火割れ目が存在するとみられる。

内野スコリア丘から流出した溶岩は, 伊東市竹の下の地点861において, レスを挟んで地久保テフラ(37.5ka)の約5m下位にあり, この地久保テフラの上位を厚さ140cmのレスを挟んで馬場平-鉢ヶ窪スコリア(24ka)がおおう。馬場平-鉢ヶ窪スコリアと地久保テフラの間に挟まれるレスの平均堆積速度10.4cm/yを下向きに外挿することにより, 内野溶岩の噴火年代を86kaと推定した。

馬場平-鉢ヶ窪(再定義), 第一水源(新称)：伊東温泉街の北西側の丘陵地(水道山)には馬場平スコリア丘(BBT)とその北東側に2つの火口(鉢ヶ窪火口と伊東スタジアム火口)があると考えられていた^{1, 3)}。

しかしながら, 伊東スタジアム火口はスタジアム建設以前の地形図に認めることができない。馬場平から鉢ヶ窪火口にかけて伸びる尾根のいたる所に火口近傍相と考えられる厚くて粗粒のスコリアが分布するため, この尾根自体を噴火割れ目に沿って伸びたスコリア丘(水道山スコリア丘)とみなすのが自然である^{5, 7)} (図-3.1.17)。伊東スタジアムがあった凹地(現在は伊東市民病院が移転)は人工的な凹地と考えられる。

水道山スコリア丘の直下ならびに北側の谷(小川沢)には地すべり堆積物とそれをおおう湖成シルトが広い範囲にみられ, 噴火以前の地すべりによって生まれた堰き止め湖が, スコリア丘の噴火発生とともに決壊したことがわかる(写真-3.1.7, 3.1.8)^{5, 17, 18)}。



図-3.1.16 伊東市役所付近の赤色立体地図(上)と地質図⁷⁾(下) (四角で囲んだ数字は地点番号)

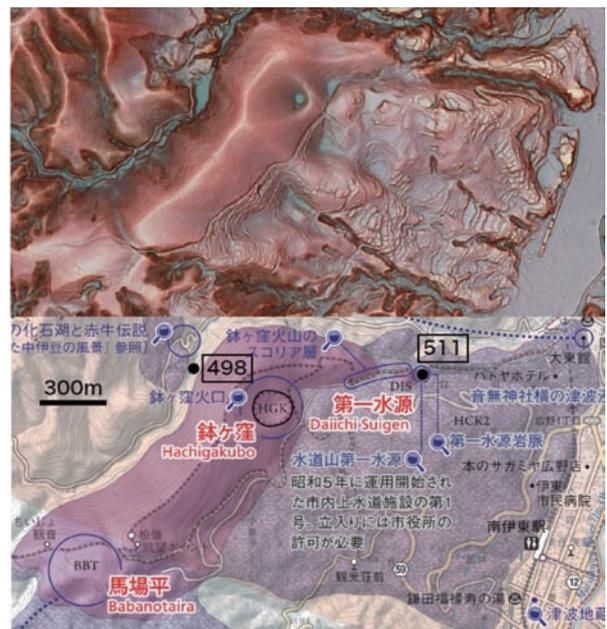


図-3.1.17 水道山付近の赤色立体地図(上)と地質図⁷⁾(下) (四角で囲んだ数字は地点番号)



写真-3.1.7 小川沢(図3.1.17の地点498)にみられる土石流堆積物(崖の下部)とそれをおおう湖成シルト(崖の上部)



写真-3.1.8 地点498の湖成シルト(写真下部)の上位を直接覆う水道山スコリア丘起源のスコリア



写真-3.1.9 伊東市第一水源わきに見られる岩脈

鉢ヶ窪火口の東北東700mの伊東市第一水源(地点511)の脇に岩脈¹⁹⁾が確認でき(写真-3.1.9), 水道山スコリア丘を形成した割れ目火道がそこまで伸びていることがわかる。付近には同源とみなされた溶岩流も報告されているため¹⁹⁾, 別の火口(第一水源: DIS)があったと考える。

すくもやま
巢雲山: 従来の地質図にも描かれていたが²⁰⁾, 巢雲山スコリア丘(SKM)から北西に流れ下った小規模な溶岩流(SKM-L)を現地で確認した^{3, 7)}。

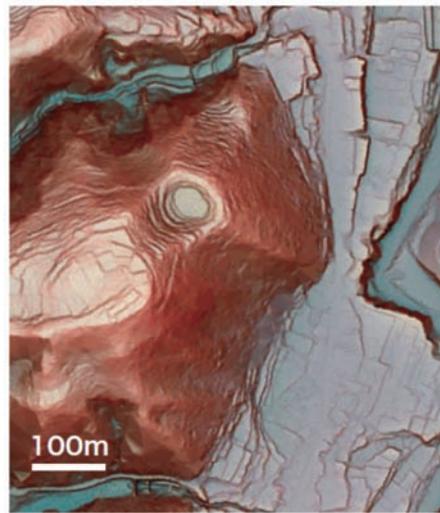


図-3.2.1 青羽根付近の赤色立体地図

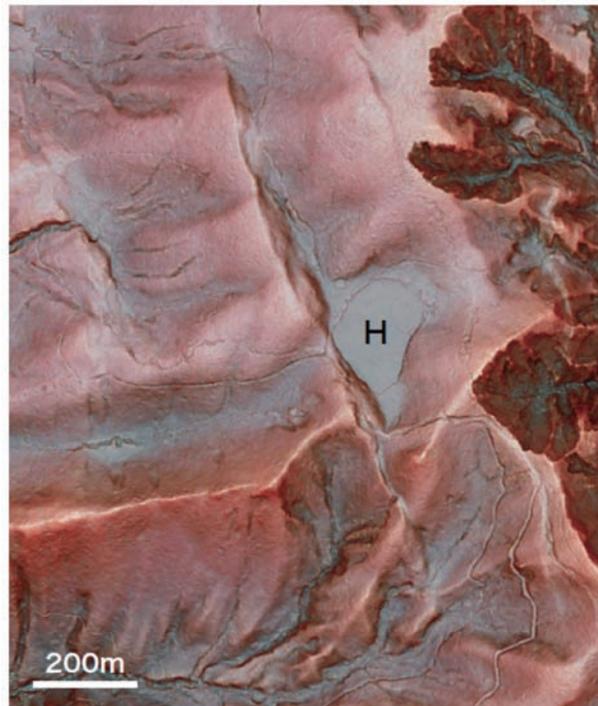


図-3.2.2 八丁池付近の赤色立体地図(記号Hが八丁池)

3.2 伊豆東部火山群ではない地形

青羽根付近：伊豆市青羽根付近の狩野川左岸の尾根に直径60mほどの円形の凹地があるが(図-3.2.1)，現地調査の結果，新鮮な噴出物は認められなかった。

八丁池：伊豆市の八丁池は，かつて天城火山の火口のひとつと考えられたこともある²¹⁾。赤色立体地図を読図した結果，八丁池のある凹地は，活断層の変位によって谷の上流側(東側)が沈下したために生じたことがわかった(図-3.2.2)。

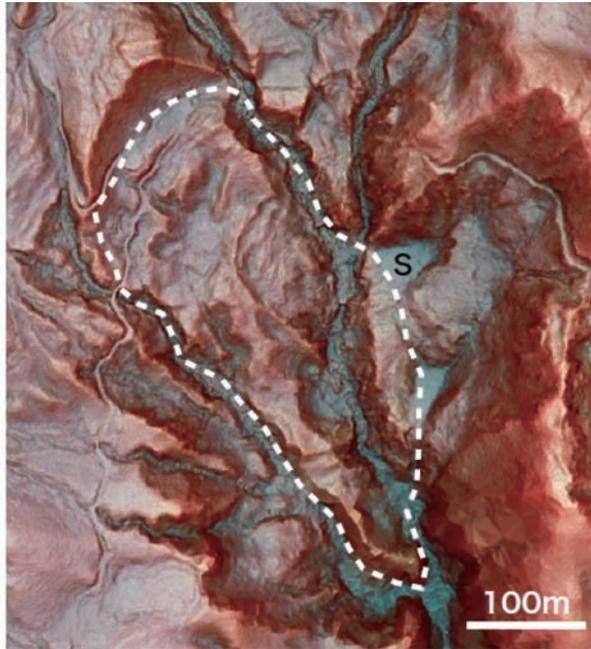


図-3.2.3 シラヌタの池付近の赤色立体地図
(記号Sがシラヌタの池。破線で地すべりブロックを示す)

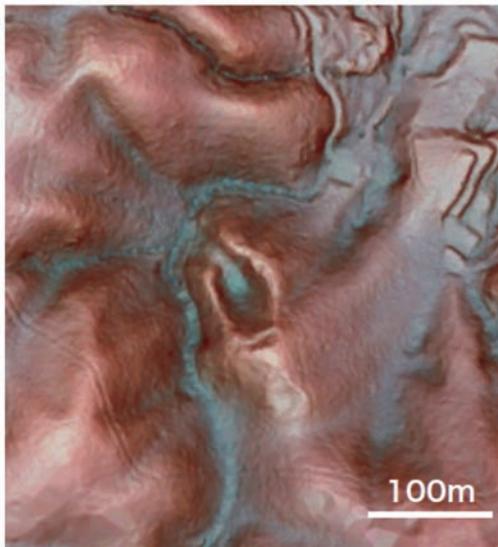


図-3.2.4 大幡野付近の赤色立体地図
(中央の凹地が大幡野「火口」)

シラヌタの池：東伊豆町の川久保川上流左岸の凹地にシラヌタ(不知)の池がある。この凹地はかつて火口とされたが¹¹⁾，その後否定されていた²⁾。赤色立体地図を読図した結果，この凹地は地すべりによって支流の谷が堰き止められてできたことがわかった(図-3.2.3)。

おおはたの
大幡野：伊豆市の大幡野付近の直径50mほどの凹地(図-3.2.4)は，かつて火口とされたが¹¹⁾，その後否定されていた²⁾。現地調査した結果，凹地の内壁には流理が発達する天城火山の安山岩質溶岩流が露出しており，周辺に新しい時期のテフラや溶岩流の分布は見られないことから，火口と考えることは困難である。

その他：そのほか伊豆東部火山群の分布域(とくに浸食の激しい東伊豆町，河津町，下田市内)には，陸上火山がつくった原地形と考えられる平坦面・緩斜面・谷に沿ったローブ状や段丘状の地形が，孤立した形で多数残されている。こうした地形も可能な限り現地調査したが，いずれも天城山などの古い時期の火山，あるいは土石流堆積物がつくる地形と判明した。

4. 噴火年代の修正

以上述べたテフラや火山の噴火年代に関する新たなデータに加え，酸素同位体層序にもとづく茨城県沖の海底コアのテフラ年代²²⁾にもとづいて東京軽石に伴う火砕流堆積物(Hk-TPfl)と御岳第一軽石(On-Pm1)噴火年代をそれぞれ66ka，95.7ka(過去論文²⁾)では52kaと99kaを使用)とみなし，さらに水月湖のボーリングコアの解析結果²³⁾による始良Tn(AT)火山灰の年代30ka(過去論文²⁾)では26kaを使用)を採用し，本地域に分布するテフラの噴火年代を再度見直した(図-4.1)。

この結果，船原火山列の年代(153ka，前述)が遠笠山(141.5ka)よりも古くなり，東伊豆単成火山地域で最古となった(過去論文²⁾)では遠笠山が最古)。ただし，両年代はいずれも外挿で求めているので推定精度は高くない。

改訂された他の主な噴火年代は，川津筏場14ka(38ka)，小室山16ka(14.5ka)，堰口19ka(17.5ka)，馬場平-鉢ヶ窪-第一水源24ka(21ka)，地藏堂25ka(22ka)，鉢ノ山34ka(38ka)，国土越38ka(29ka)，地久保37.5ka(32ka)，城星71ka(56ka)，大池-小池64ka(72ka)，門野-荻-一碧湖-沼池ならびに梅木平100ka(103.5ka)，物見が丘-内野86ka(80ka)である(カッコ内は過去論文²⁾の値)。

また，年代不詳だった火山のうち，台ノ山，観音山東，川奈南，払の噴火年代をそれぞれ4.4ka，29ka，32.5ka，100kaと推定した。与市坂はかつて4kaと推定されていたが¹⁾，鉢窪山(17ka)より大幅に古いことがわかった。エサシノ峰の噴火年代も，鉢窪山と滑沢より大幅に古いと推定される。

噴火順序と噴火年代 Eruptive history



図-4.1 伊豆東部火山群の噴火年代のまとめ (文献⁷⁾の図を修正したもの)

5.火山分布と噴火割れ目の修正

本研究の成果を取り入れた東伊豆単成火山地域の火山分布を示した(図-1.1)。

新発見の火山は二本杉林道火山と天子平火山の2つ、新たな噴火割れ目が認定された火山は船原火山列(船原北・船原中・船原南)、与市坂火山列(与市坂北・与市坂南)、佐ヶ野川上流-観音山東火山列、赤窪火山列(赤窪西・赤窪東)、茶野-城星火山列、物見が丘-内野火山列の6つである。

同一噴火割れ目の配置や割れ目上の火山数を見直した火山は、北野原東-国士越-国士越南-箒原東火山列、沼ノ川火山列(沼ノ川北・沼ノ川南)、寒天林道-大平-鉢ノ山-天子平火山列、岩ノ山-岩ノ窪西-岩ノ窪東-富士見窪-孔ノ窪-孔ノ山-矢筈山-伊雄山火山列、馬場平-鉢ヶ窪-第一水源火山列、門野-荻-一碧湖-沼池-払火山列、梅木平火山の7つである。最後の2例について以下に説明を加える。

箱根Da-4軽石の挟在を発見したことにより、払火山の噴火年代が100kaとなり、同じ軽石を挟む一碧湖マールならびに梅木平タフリング²⁾と同時噴火であることがわかった。従来は火山配列とテフラ層位によって門野-荻-一碧湖-沼池-梅木平の5火山が同じ噴火割れ目上に生じた同時噴火火山列と考えられてきたが²⁾、梅木平タフリングの位置は門野から沼池までの火山列の並びから北にずれた位置にあり、しかも梅木平タフリングの伸びる方向は地下に別の噴火割れ目の存在を示唆する。よって、ここでは門野-荻-一碧湖-沼池-払の5火山をひとつの噴火割れ目と考え、その北東側に並行して生じた別の噴火割れ目によって梅木平タフリングが生じたと考え。なお、梅木平火山起源の溶岩流に直接おおわれるスパターを供給した火山として三野原東火山が推定されており²⁾、その付近にも同時噴火した別の噴火割れ目の存在が示唆される。しかしながら、このスパターは梅木平溶岩流の末端で生じた二次的な噴火の産物かもしれない。

なお、馬場平スコリア丘-鉢ヶ窪-第一水源の3火山を結ぶ噴火割れ目の方位(北東-南西)は、周辺の他の噴火割れ目の方位(北西-南東)と著しく異なるが、その理由は不明である。

謝辞

調査地域の赤色立体地図を使用させて頂いた国土交通省沼津河川国道事務所に感謝します。また、ダイヤコンサルタント(株)の小林淳さんには外来テフラの鉱物ならびに化学分析、パレオ・ラボ(株) AMS年代測定グループには放射性炭素年代測定をして頂きました。ここに記して感謝します。

参考文献

- 1) 早川由紀夫・小山真人(1992) : 東伊豆単成火山地域の噴火史1 : 0~32ka, 火山, 37, 167-181.
- 2) 小山真人・早川由紀夫・新井房夫(1995) : 東伊豆単成火山地域の噴火史2 : 主として32ka以前の火山について, 火山, 40, 191-209.
- 3) 小山真人(2009) : 火山がつくった伊東の風景—伊豆東部火山群(北東部)の2万5000分の1地質図一, 静岡新聞社, 変形A2判.
- 4) 小山真人(2010) : 火山がつくった天城の風景—伊豆東部火山群(南西部)のジオマップ一, 静岡新聞社, 変形A2判.
- 5) 小山真人(2013) : 火山がつくった中伊豆の風景—伊豆半島のジオマップ4—, 静岡新聞社, 変形A2判.
- 6) 小山真人(2014) : 火山がつくった奥伊豆の風景—伊豆半島のジオマップ5—, 静岡新聞社, 変形A2判.
- 7) 小山真人(2015) : 火山がつくった伊東の風景(第2版) —伊豆半島のジオマップ1—, 静岡新聞社, 変形A2判.
- 8) 千葉達朗・鈴木雄介・平松孝晋(2007) : 地形表現手法の諸問題と赤色立体地図, 地図, 45, 27-3
- 9) 松田時彦(1972) : 1930年北伊豆地震の地震断層, 伊豆半島 杉山隆二先生還暦記念論文集(星野通平・青木斌編), 東海大学出版会, 東京, 73-93.
- 10) 伊原敬之助・石井清彦(1932) : 北伊豆震災地調査報文, 地質調査所報告, No.112, 111p.
- 11) 荒牧重雄・葉室和親(1977) : 東伊豆単成火山群の地質—1975-1977中伊豆の異常地殻活動に関連して—, 地震研究所彙報, 52, 235-278.
- 12) Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer C.E. (2009) : IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon, 51, 1111-1150.
- 13) 葉室和親(1978) : 大室山火山群の地質, 地質学雑誌, 84, 433-444.
- 14) 愛鷹ローム団研グループ(1969) : 愛鷹山麓のローム層—東名高速道路工事現場を中心として—, 第四紀研究, 8, 10-21.
- 15) 佐護浩一・町田 洋(1996) : 三瓶山東方地域における更新成後期テフラ, 第四紀露頭集—日本のテフラ(日本第四紀学会編), 282.
- 16) 小林淳からの私信(2012)
- 17) 小山真人(2013) : 伊東の自然と災害—伊東市史別編(伊東市史編集委員会・伊東市教育委員会編), 伊東市, 27-58.
- 18) 小山真人・鈴木雄介(2013) : 噴火とともに消滅した伊東市小川沢の化石湖の謎と「赤牛」伝説 : 伊豆半島ジオパークの新たなジオストーリー, 日本地球惑星科学連合2013年大会講演要旨, M-IS32.
- 19) Kuno, H. (1954) : Geology and Petrology of Omuro-yama Volcano Group, North Izu, J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser., 9, 241-265.
- 20) 久野 久(1952) : 7万5千分の1地質図幅「熱海」および説明書, 地質調査所.
- 21) 沢村孝之助(1955) : 5万分の1地質図幅「修善寺」および説明書, 地質調査所.
- 22) 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, 第四紀研究, 47, 391-407.
- 23) Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T., and Suigetsu 2006 Project members (2013) : Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific paleoclimatic records across the last 150ka. Quaternary Sci. Rev., 67, 121-137.



火山性地震と微動を用いた火山監視

名古屋大学大学院環境学研究科 熊谷 博之

1.はじめに

近年、日本の火山で噴火が相次いでいる。2014年の御嶽山噴火による戦後最大の人的被害、2015年の口永良部島噴火に伴う全島避難、さらに西ノ島における新島の誕生など、火山噴火は社会的にも大きな関心となっている。火山の噴火やその前兆的な活動を監視する上で、火山で起こる地震や微動の観測は大きな役割を果たしている。本論文では、これらの火山性地震や微動がどのようなメカニズムで発生しているかを解説するとともに、それらを用いた火山監視に関する最新の動向に関して紹介する。

2.火山性地震・微動の特徴と発生メカニズム

火山では多様な波形の特徴を示す地震や微動が観測される。その多様性に基づいて多くの研究者によって独自の分類が行われた。そのために様々な名称が存在し、統一されていないという問題がある。それらの名称は西村・井口(2006)¹⁾にまとめられている。国際的にはChouet (1996)²⁾による周期(T)を用いた以下の分類が一般に使われる傾向にある。(1) $T=0.1$ s, 短周期(short period : SP), (2) $T=1$ s, 長周期(long period : LP), (3) $T=10$ s, 超長周期(very long period : VLP), (4) $T=100$ s, 極長周期(ultra long period : ULP)。この分類に基づき、長周期帯のシグナルをもつ地震をLPイベント、超長周期帯の場合をVLPイベントと呼ぶ。ただし短周期帯のシグナルを持つ地震は以下に述べるようにそのほとんどが断層運動によるため、火山で起こる構造性地震という意味のVT (volcano tectonic) 地震という名称が用いられる。また爆発的噴火に伴う地震は爆発地

震と呼ばれる。本論文ではこの分類に基づいて議論を進める。火山性地震・微動の観測波形の特徴とその発生メカニズムに関する詳しい説明は、西村・井口 (2006)¹⁾やChouet and Matoza (2013)³⁾に述べられている。以下では上記の分類と日本で一般的に用いられている名称との対応も示した。

2.1 VT地震(火山構造性地震,高周波地震, A型地震)

火山において断層面のすべり(ダブルカップルメカニズム)によって発生する地震をVT地震と呼ぶ。VT地震では断層面での急激なすべりによって励起された短周期の地震波が観測される(図-1a)。VT地震は、通常地震のように本震・余震の系列で発生するものもあるが、比較的規模の似た地震が短い時間に多数発生する群発地震として観測される場合が多い。マグマや熱水などの移動に伴い火山における応力状態や間隙圧の変化が起こり、VT地震が発生すると考えられている。

2.2 LPイベント(低周波地震, B型地震, N型地震)

LPイベントは、周期が1秒程度で振動する波形の特徴を示す(図-1b)。規則的あるいは不規則的に減衰振動する波形の特徴を示し、P波とS波を区別できない場合が多い。LPイベントはダブルカップルとは異なるメカニズムを持ち、体積変化を伴うメカニズム等が推定されている。LPイベントは、流体に満たされた共鳴体の振動によって発生していると考えられている。共鳴体の形状として球体・パイプ・クラック等が考えられてきたが、近年のLPイベントの解析からは、クラックすなわち亀裂の振動⁴⁾を示す結果が示されている^{5,6,7)}。亀裂内部には、熱水・マグマ・火山灰とガスの混合物など、様々な流体の存在が指摘さ

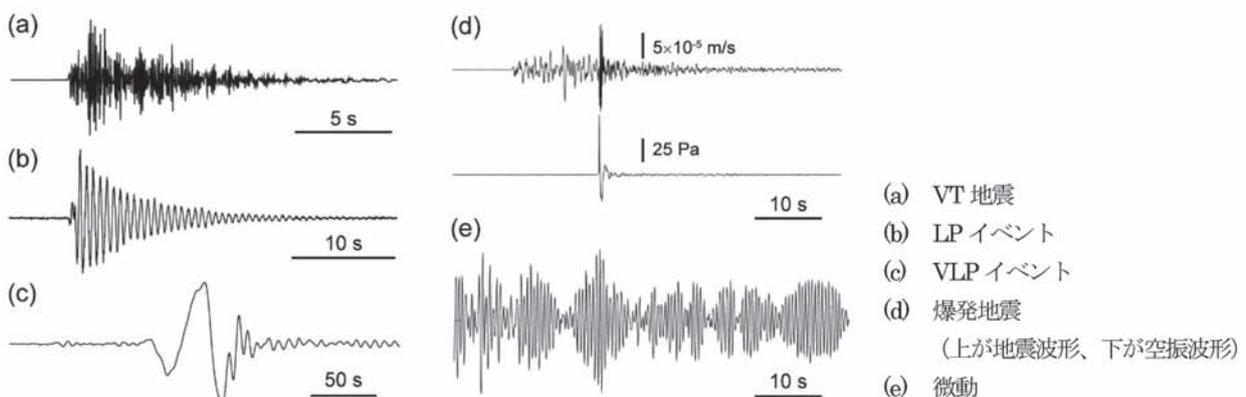


図-1 火山で観測される様々な地震

れている^{8,9,10)}。地下数百メートルといった浅部や^{5,6,7)}、15~20kmの深部で発生するものがあり^{11,12)}、群発的に発生する場合もある。

2.3 VLPイベント(長周期地震, 超長周期地震)

VLPイベントは、周期が10秒程度のパルス状の波形を示す場合が多い(図-1c)。ただしLPイベントのように振動波形を示す場合もある。下記に述べる可搬型の広帯域地震計を用いて多くの火山で広帯域地震観測が行われたことにより、VLPイベントが活動的な火山において一般的に存在することが示された。VLPイベントのメカニズムもダブルカップルとは異なり、開口クラックの体積変化を示す場合が多い。VLPイベントの発生にも流体が関与しており、噴火に伴うマグマの破碎過程¹³⁾、マグマの脱ガス過程¹⁴⁾、マグマ火道の振動¹⁵⁾、熱水流体の体積変化¹⁶⁾など、多様な発生過程が推定されている。

2.4 爆発地震(噴火地震)

爆発地震は、爆発的な噴火によって発生する地震であり、短周期から超長周期(場合によっては極長周期)まで幅広い震動の成分を持ち、空振を伴って観測される(図-1d)。爆発地震は、火道を密閉する蓋が内部の圧力の上昇により破壊され、鉛直下向きの力と火道の収縮により発生すると説明されている¹⁷⁾。

2.5 微動

微動は、規則的あるいは不規則的な振動波形が長時間にわたって持続する特徴を持つ(図-1e)。微動は噴火活動等に伴って火山の内部で発生するものだけでなく、火砕流や土石流(ラハール)といった表面現象によっても発生する。微動に関しても様々な流体がその発生に関与していると考えられており、マグマやガスの流れによる火道の振動^{18,19)}や気液二相流の振動²⁰⁾などがその発生モデルとして提唱されている。

3.観測および解析

3.1 火山における地震観測

電磁式の短周期地震計(周期1秒)とアナログ伝送を用いたリアルタイム観測システムが、1970年代に多くの火山に導入された。1980年代後半からは可搬型の広帯域地震計、24bitのAD変換器とGNSSを利用した時刻校正装置を備えた記録計、さらにデジタル伝送技術を用いた地震観測が行われ、広帯域かつ広ダイナミックレンジの高品質な地震データがリアルタイムで取得されるようになった。現在では広帯域地震計を用いた稠密観測が世界の火山で行われている^{13, 17, 21, 22)}。

日本には100を超える活火山があり、そのうち47火山に関して火山防災のために監視・観測体制の充実等が必要な火山として気象庁により監視が行われている。これ

らの火山は気象庁および大学・研究機関・自治体等が設置した地震計・空振計・傾斜計・GNSS等のデータが監視に用いられている。防災科学技術研究所が運用する基盤的火山観測網(防災科研 V-net)の観測データはWebサイトを通して一般に公開されている。このサイト(<http://www.vnet.bosai.go.jp/>)では気象庁が運用する火山観測点の観測データも公開されている。

3.2 波形インバージョン解析法

広帯域地震観測による高品質のデータが得られるのに合わせて、定量的な波形解析手法の開発が進んだ。それまでの短周期地震計による観測では、アナログ伝送やAD変換におけるダイナミックレンジの制約のために、微小から大振幅までの波形全体を解析に用いることが困難であった。さらに短周期の地震波形記録は、火山の複雑な内部構造の影響を受けており、それらを定量的に解析することは地震学的にも大変難しい問題であった。一方で、VLPイベントは長波長のシグナルであるため、火山の内部構造の影響を受けにくい。さらにVLPイベントがその震源を囲む稠密な広帯域地震観測点により記録可能となったことで、波形インバージョンを用いた定量的な解析手法の適用が可能となった。

体積変化や質量移動を考慮できる震源表現(モーメントテンソルおよびシングルフォース)を用いた波形インバージョン手法の開発^{23,24)}と、火山地形を考慮できる合成波形(グリーン関数)の計算手法の開発^{25,26)}が、1990年代後半から2000年代初頭にかけて進んだ。これらの手法を用いることによりVLPイベントの定量解析が可能となり、その発生メカニズムの推定が世界中の火山で進んだ。その結果、上述のような多様な発生過程がVLPイベントの発生に関与していることが示された。

このような波形インバージョン手法を用いて安定した解を推定するためには、数点以上の震源を囲む観測データが必要である。少ない観測点しかない場合には、一般的な震源表現を用いた波形インバージョンの解を推定することが困難となる。そのような場合に、震源表現に先験的に制約を与えることにより、波形インバージョン解を安定的に推定できる手法の開発も行われた²⁷⁾。波形インバージョン手法はLPイベントにも適用することが可能であるが、VLPイベントに比べてLPイベントの波形は波長が短いため火山構造の影響を受けやすい。そのため、なるべく震源の近くで観測された波形を用いる必要がある。

3.3 短周期波形の解析法

短周期波形は上述のように火山の複雑な構造の影響を受けており、波形全体を定量的に解析することが困難である。そのため、初動走時や押し引きなどの情報を抽出して解析が行われてきた。それらを用いて、VT地震などの震源決定^{28,29)}、火山の3次元速度構造の推定^{30,31,32)}、

応力場の推定^{33,34})などが行われている。基準となる地震波形(テンプレート)をもとに、波形の相互相関によりイベントの抽出と震源推定を行う手法(整合フィルタ法)がVT地震などの短周期波形の解析に用いられている^{35,36})。VT地震を用いた詳細な震源決定により、マグマが移動する経路やマグマの貫入過程が推定されている^{37,38,39,40})。またVT地震は噴火の前に群発的に発生する場合があります、その発生数の時間変化から噴火の予測ができるとする研究もある^{41,42})。

LPイベントと微動は、その波形の立ち上がり不明瞭な場合が多く、到着時刻を用いた震源決定は困難である場合が多い。そのためアレイ観測を用いてそれらの震源を推定する研究が進められてきた^{43,44})。近年、短周期の地震波振幅を用いた震源決定を用いた手法(ASL法)の開発が進んだ^{45,46})。これは短周期(0.1-0.2s)の地震波振幅がS波に卓越しており、さらに震源からの距離のみの関数(S波の等方輻射)として表わされるとして、観測点の増幅特性の補正を行って振幅を用いて震源決定を行う手法である。この手法は到着時刻を用いる必要がなく、LPイベントや微動の震源決定に有効性が示されている。等方輻射は火山における強い不均質性による散乱の効果によって見かけ上成り立っていると考えられている⁴⁶)。

LPイベントの規則的に減衰振動する波形のスペクトル解析を行うことにより、振動周期と減衰を表すQ値を推定することができる⁴⁷)。それらの推定値を、亀裂の振動モデル⁴⁾に基づいて解釈することにより、亀裂内の流体の種類や亀裂のサイズが推定されている^{8,9,10,48,49})。

微動の規模を表す指標としては、Reduced displacement (DR) が用いられている⁵⁰)。これは微動の最大振幅を震源までの距離で補正したものである。噴火に伴う微動のDRは、噴火の爆発規模を表すVEI (Volcano Explosivity Index)⁵¹)と相関があることが示された⁵²)。しかしその後の研究で、それぞれのVEIに対してDRの幅が大きいことが分かり、DRからはVEIが過小あるいは過大評価される可能性があることも指摘されている⁵³)。また上述のASL法では、等方輻射を仮定した震源での振幅(震源振幅)が推定されるが、これを噴火に伴う微動の発生期間中で累積した累積震源振幅が、噴火の噴出物の総量と相関があることが示されている^{54,55})。

最近、干渉法を用いた研究が地震学の分野で急速に進んでいる^{56,57,58})。この手法では、ノイズの発生源が観測点のまわりに一様に分布すると考えることで、観測点間のノイズ波形の相互相関を取るによりグリーン関数を推定する。推定されたグリーン関数からは、媒質の速度変化を推定できる。干渉法を用いた解析が火山においても行われ、噴火活動に伴って速度低下が起こることが示されている^{59,60})。

4.火山監視

4.1 火山性地震・微動の活動推移

火山性地震・微動は噴火前に規則的な推移を辿って発生することがMcNutt (1996)⁶¹)によって指摘されている。これは、VT地震の群発活動により地震活動度が高まり、いったん静穏化してLPイベントおよび微動が発生し、その後噴火に至るという推移である。最近の広帯域地震観測からは、上述のVLPイベントも噴火前に発生することが知られている。さらに噴火に伴って、爆発地震・微動・VLPイベントが発生する(図-2)。この推移は、マグマの貫入によるVT地震の発生、マグマや熱水流体の振動や体積変化によるLP・VLPイベントおよび微動の発生、その後のマグマ上昇と破碎による噴火と整合的に解釈できる。例えば有珠山の2000年噴火や御嶽山の2007年および2014年噴火では、このような推移を辿って噴火に至った。ただし同じ火山の噴火においても地震活動の推移が同じとなるわけではない。御嶽山では、2007年噴火においてはこの前兆的な地震活動に3ヶ月程かかったが、2014年には2週間程度で噴火が起こった。

このような地震活動の活発化が起こったにも関わらず、噴火しない場合もある。例えば岩手山では、1998年に地震活動が活発化したが噴火に至らなかった。また地震活動が活発化することなく噴火に至る例もある。口永良部島では全島避難となった2015年5月29日の噴火の前年、2014年8月3日にも噴火が起こったが、この噴火は地震活動の活発化やその他の変動が観測されずに噴火に至った。

噴火が発生した後は、噴火ごとに異なる複雑な活動推移を示す。雲仙岳では1990年11月17日に水蒸気噴火が起こり、1991年5月20日に溶岩ドームが出現した。それ以降、溶岩ドームの成長と崩壊による火砕流噴火を繰り返した。三宅島では2000年7月8日に水蒸気噴火が起こった後、山頂の陥没によるカルデラ形成が2000年8月中旬まで続いた。山頂の陥没が停止すると同時にマグマ噴火が発生し、大量の火山ガスの長期にわたる放出が起こった。

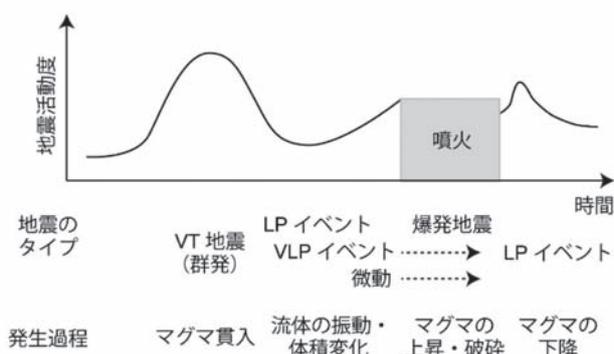


図-2 噴火前後で発生する地震活動の模式図
McNutt (1996)⁶¹)を改変

このように噴火前に地震活動が観測される場合もあるが、観測されたとしても必ずしも規則的に起こるわけではなく、それを用いて噴火の予知がすべての場合に出来るわけではない。また噴火が発生してからは、その後の推移を予測すること非常に難しい。このように複雑な火山活動をリアルタイムで観測し、データ解析を行い、定量的な解析結果に基づいて火山の状態を把握することが火山監視においては必要となる。特に噴火危機が起こった場合に手動で解析を行うことは困難であるため、自動的に解析結果が得られる手法およびシステム開発が重要である。

4.2 波形インバージョン法を用いた火山監視

このようなアプローチとして、波形インバージョン手法を用いた自動震源メカニズム解の推定システムがある。このシステムは、グローバルあるいは地域的に展開された広帯域地震観測網のデータを用いて、通常地震の監視に一般的に使われており、比較的規模の大きいVT地震の監視にも活用されている⁶²⁾。

VLPイベントの自動波形インバージョン解析システムの開発は、イタリアのストロンボリ火山において行われた²⁴⁾。このシステムでは、この火山に設置された13の広帯域地震観測点のリアルタイム波形を用いて、一般的な震源表現であるモーメントテンソルとシングルフォースを仮定し、それらの震源時間関数と震源位置を波形インバージョン法によって自動で推定している(図-3)。ストロンボリ火山では噴火に伴うVLPイベントが定期的な発生していることから、このようなシステムの開発と運用が可能となった。一般的にはVLPイベントは噴火活動の活発化に伴って観測される場合が多く、そのような稀にしか観測されない現象に対して自動的なシステムを構築することは難しい。また安定して解を推定するためには多くの観測点で観測する必要となる。

自動的なシステムが構築できないとしても、VLPイベントが発生した場合に備えて波形インバージョン解析を各火山で可能としておくことは重要である。上述の2000年三宅島の噴火では、カルデラ形成に伴って1日に1~2個のVLPイベントがおよそ1ヶ月にわたって観測された。波形インバージョン手法を用いてこれらの波形の解析が行われ、推定された震源メカニズムからカルデラ陥没の発生プロセスが解釈された^{63,64)}。このような解析を迅速に行うことは、火山の状態を把握する上で有益な情報をもたらす。

4.3 短周期波形を用いた火山監視

一般的には稀にしか観測されないVLPイベントに対して、短周期波形は火山では常時観測される。よってそれらの波形をリアルタイムで解析を行い、震源情報を推定することが火山監視にとって大きな役割を果たす。

VT地震については、自動的に初動時刻を読み取るシ

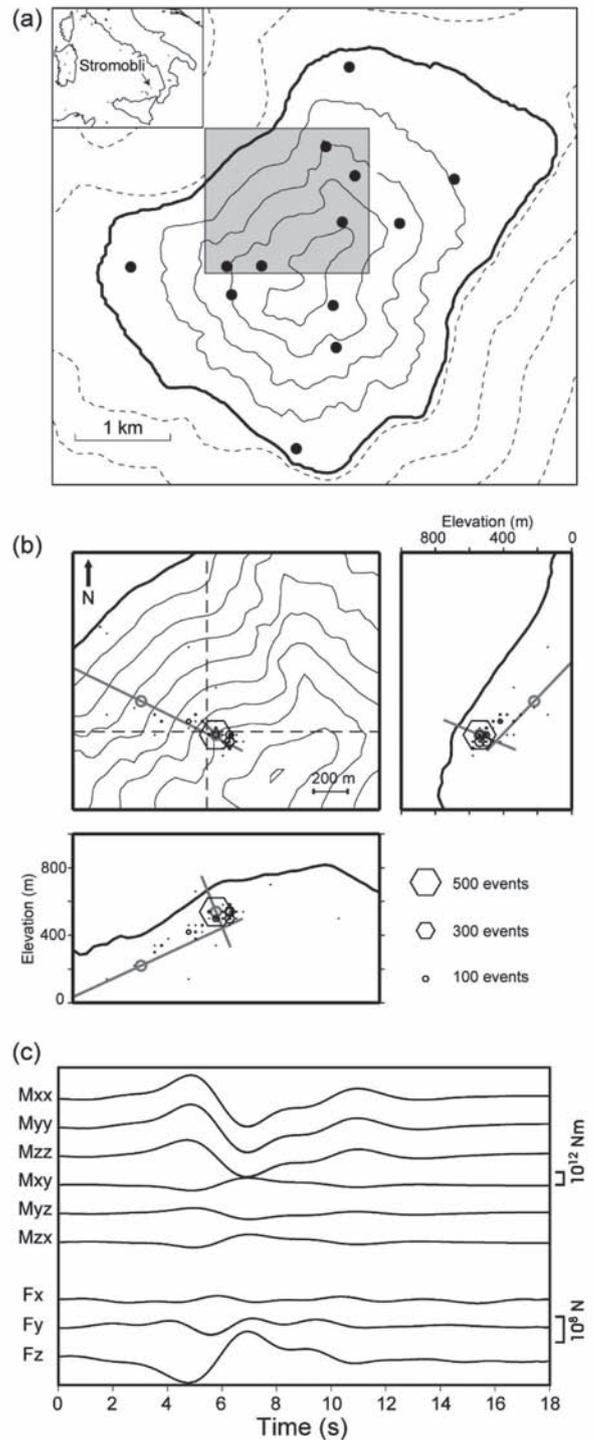


図-3 ストロンボリ火山(イタリア)における波形インバージョン手法を用いた自動震源メカニズム推定(Auger et al., 2006)²⁴⁾

- (a) 観測点配置:黒丸が広帯域地震観測点, 灰色は図-3bの領域を示す。
- (b) 震源位置の推定:六角形の大きさがその位置に推定されたイベントの数に対応する。2つのイベントに示された灰色の丸と線は、それらの震源の推定位置と誤差を表す。破線は断面図の水平位置を示す。
- (c) 自動波形インバージョン手法により推定されたモーメントテンソル6成分とシングルフォース3成分の時間関数。

システムを用いた震源決定を行うことが可能である。しかしながら、群発地震の場合は異なる地震の波形が重なり、それらの読み取りが困難となる。このような場合に、上述の整合フィルタ法の有効性が示されている⁶⁵⁾。この手法ではあらかじめ設定されたプレート地震との波形相関から震源位置を推定するため、波形がある程度重なっても解析が可能である。プレートの震源メカニズムが分かっているならば、その震源メカニズムの推移も把握可能となる。

LPイベントと微動の震源推定に関しては、上述した短周期地震波の振幅を用いたASL法を用いることができる^{45,46,66)} (図4)。この手法は自動化が容易であり、いくつかの火山においては自動システムが稼働している⁴⁶⁾。VT地震に対してもこの手法は適用可能である⁶⁷⁾。さらに土石流に伴う微動の震源推定においてもこの手法の有効性が示されている^{68,69)}。ASL法では震源位置と震源振幅を同時に推定しており、その震源振幅は地震のタイプによらず地震マグニチュードとよい相関があることが示されており⁷⁰⁾、イベントの規模の把握にも活用できる。一方で、この手法ではあらかじめ観測点の増幅特性をコーダ規格化法により推定しておく必要があり、増幅特性の推定値の精度やノイズに震源位置が影響を受けやすいという問題もある⁷⁰⁾。このような問題点はあるが、自動的に震源位置と規模を様々な火山性地震や微動に対しても推定できることは火山監視にとって有用である。

噴火の発生迅速な把握において、天候や時間帯によらず情報が得られる地震観測の役割は大きい。地震の観測波形は噴火発生のリアルタイムでの同定に用いられているが、上述のように噴火に伴う微動のDRとVEIの間には大きなばらつきがあり、噴火の規模を推定する手法は確立していない。LPイベントの振動波形の解析により流体の種類や状態を推定することや、干渉法を用いて火山体の速度変化を検出することは、火山監視にとって有益なアプローチである。それらの結果を自動的に得ることは現時点では難しいが、このような解析を迅速に行う体制を各火山で整えておくことも重要な取り組みであろう。

5.おわりに

火山における複雑な現象を把握するためには、上述の様々な手法を用いて火山性地震・微動の解析を行う必要がある。そのためには、各火山に少なくとも数点以上の広帯域地震観測点を、火口を取り囲むように設置しなければならない。さらに地震だけでなく、地殻変動・空振・地球化学・電磁気等の観測を並行して行い、多項目の観測記録の解析および比較を行うことも必要である。火山監視においては、「何が起きているのか分からない」という状況に陥ってはいけない。そのような事態を避けるために、様々な観測データをリアルタイムで取得し可視化する

とともに、自動的に解析結果が得られるシステムの構築が重要である。このようにして得られる様々な情報を用いて火山の状態を把握し、対象火山の過去活動や他の火山での知識や経験を用いることにより、噴火活動の予測シナリオを制約する。このようなリアルタイムの状態把握に基づいた火山情報を、防災関係機関および地域住民にタイムリーに伝達することにより、適切な避難行動に繋げることが必要となる。ただし、上述のように前兆的な活動なしに噴火が起こる場合や、前兆的な活動があっても過去の経験が通用しない場合があることを理解しなければならない。火山監視の高度化は重要な要素であるが、それだけで火山災害が軽減できるわけではない。そのためには、迅速な情報伝達システムの構築、火山災害の啓蒙、さらに火山現象の基礎研究の推進など、総合的な取り組みが必要である。

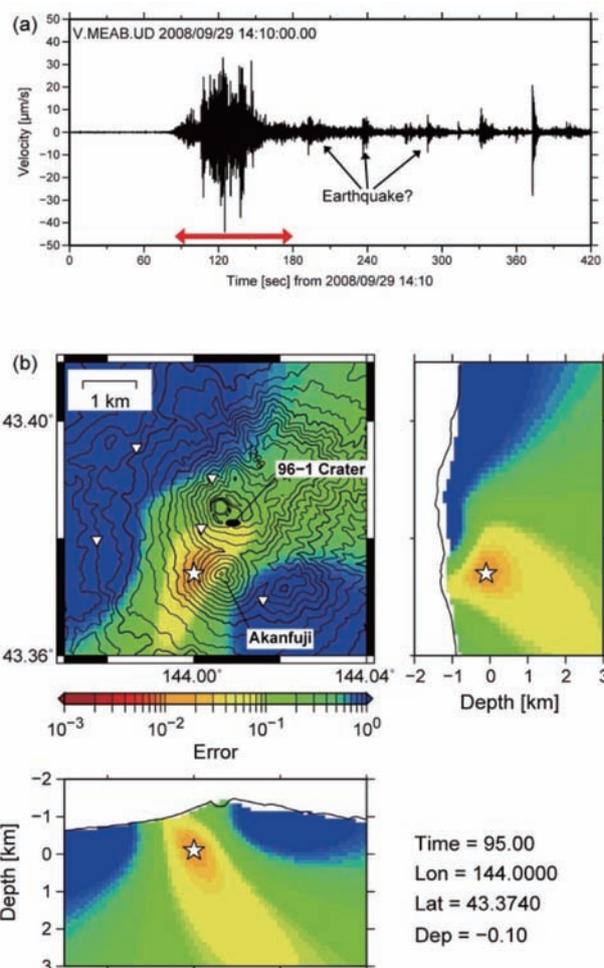


図-4 北海道・雌阿寒岳の2008年噴火に伴う微動の短周期(0.1–0.2s)の振幅を用いた震源推定 (Ogiso and Yomogida, 2012)⁶⁶⁾

- (a) 微動の地震波形：赤の矢印が解析に用いられた範囲を示す。
- (b) 震源推定の結果：色がS波の等方輻射を仮定した場合の誤差、星印が推定された震源位置、逆三角形が観測点位置を示す。

参考文献

- 1)西村太志,井口正人: 日本の火山性地震と微動, 京都大学学術出版会, 242 pp, 2006.
- 2)Chouet, B. A.: New methods and future trends in seismological volcano monitoring. In: Scarpa, R., volcano hazards. Springer, New York, 23-97, 1996.
- 3)Chouet, B.A., Matoza, R.S.: A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 252, 108-175, 2013.
- 4)Chouet, B.A.: Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method, *J. Geophys. Res.*, 91, 13,967-13,992, 1986.
- 5)Kumagai, H., Chouet, B.A., Nakano, M.: Waveform inversion of oscillatory signatures in long-period events beneath volcanoes, *J. Geophys. Res.*, 107 (B11) , 2301, 2002.
- 6)Waite, G.P., Chouet, B.A., Dawson, P.B.: Eruption dynamics at Mount St. Helens imaged from broadband seismic waveforms: interaction of the shallow magmatic and hydrothermal systems, *J. Geophys. Res.*, 113, B02305, 2008.
- 7)De Barros, L., Lockmer, I., Bean, C.J., O'Brien, G.S., Saccorotti, G., Métaixian, J.-P., Zuccarello, L., Patanè, D.: Source mechanism of long-period events recorded by a high-density seismic network during the 2008 eruption on Mount Etna, *J. Geophys. Res.*, 116, B01304, 2011.
- 8)Gil Cruz, F., Chouet, B.A.: Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 121-158, 1997.
- 9)Molina, I., Kumagai, H., Yepes, H.: Resonances of volcanic conduit triggered by repeated injections of ash-laden gas, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03603, 2004.
- 10)Syahbana, D.K., Caudron, C., Jousset, P., Lecocq, T., Camelbeeck, T., Bernard, A., Surono: Fluid dynamics inside a "wet" volcano inferred from the complex frequencies of long-period (LP) events: An example from Papandayan volcano, West Java, Indonesia, during the 2011 seismic unrest, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 280, 76-89, 2014.
- 11)Ukawa, M.: Deep low-frequency earthquake swarm in the mid crust beneath Mount Fuji (Japan) in 2000 and 2001, *Bull. Volcanol.*, 68, 47-56, 2005.
- 12)Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T., Hasegawa, A.: Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, 154, 811-828, 2003.
- 13)Chouet, B., Dawson, P., Ohminato, T., Martini, M., Saccorotti, G., Giudicepietro, F., De Luca, G., Milana, G., Scarpa, R.: Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, 108 (B1) , 2019, 2003.
- 14)Chouet, B., Dawson, P., Arciniega-Ceballos, A.: Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals, *J. Geophys. Res.*, 110, B07301, 2005.
- 15)Kumagai, H., Miyakawa, K., Negishi, H., Inoue, H., Obara, K., Suetsugu, D.: Magmatic dyke resonances inferred from very-long-period seismic signals, *Science*, 299, 2058-2061, 2003.
- 16)Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., Uhira, K., Yamasato, H., Ito, H., Legrand, D.: Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 101, 129-154, 2000.
- 17)Kanamori, H., Given, J.W., Lay, T.: Analysis of seismic body waves excited by the Mount St. Helens eruption of May 18, 1980, *J. Geophys. Res.*, 89, 1856-1866, 1984.
- 18)Julian, B.R.: Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow, *J. Geophys. Res.*, 99, 11,859-11,877, 1994.
- 19)Jellineck, A.M., Bercovici, D.: Seismic tremors and magma wagging during explosive volcanism, *Nature*, 470, 522-526, 2011.
- 20)Iwamura, K., Kaneshima, S.: Numerical simulation of the steam-water flow instability as a mechanism of long-period ground vibrations at geothermal areas, *Geophys. J. Int.*, 163, 833-851, 2005.
- 21)Yamamoto, M., Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Mori, T., Tsutsui, T., Sudo, Y., Morita, Y.: Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso Volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3677-3680, 1999.
- 22)Dawson, P.B., Dietel, C., Chouet, B.A., Honma, K., Ohminato, T., Okubo, P.: A digitally telemetered broadband seismic network at Kilauea Volcano, Hawaii. U. S. Geol. Surv. Open-File Rep., 98-108, 1-121, 1998.
- 23)Ohminato, T., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Kedar, S.: Waveform inversion of very-long-period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 103, 23,839-23,862, 1998.
- 24)Auger, E., D'Auria, L., Martini, M., Chouet, B., Dawson, P.: Real-time monitoring and massive inversion of source parameters of very long period seismic signals: an application to Stromboli Volcano, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04301, 2006.
- 25)Ohminato, T., Chouet, B.A.: A free-surface boundary condition for including 3D topography in the finite difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 494-515, 1997.
- 26)O'Brien, G.S., Bean, C.J.: A 3D discrete numerical elastic lattice method for seismic wave propagation in heterogeneous media with topography, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14608, 2004.
- 27)Nakano, M., Kumagai, H.: Waveform inversion of volcano seismic signals assuming possible source geometries, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12302, 2005.
- 28)Lahr, J.C., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A., Page, R.A.:

- Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, 137–151, 1994.
- 29) Matoza, R.S., Shearer, P.M., Lin, G., Wolfe, C.J., Okubo, P.G.: Systematic relocation of seismicity on Hawaii Island from 1992 to 2009 using waveform cross correlation and cluster analysis, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, doi:10.1002/jgrb.50189, 2013.
- 30) Lees, J.M.: The magma system of Mount St. Helens: non-linear high resolution P-wave tomography, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, 103–116, 1992.
- 31) Benz, H.M., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A., Hole, J.A.: Three dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 101 (B4), 8111–8128, 1996.
- 32) Patanè, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P., Chiarabba, C.: Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Etna, *Science*, 313, 821–823, 2006.
- 33) Hill, D.P.: A model for earthquake swarms, *J. Geophys. Res.*, 82, 1347–1352, 1977.
- 34) Roman, D.C., Cashman, K.V.: The origin of volcano-tectonic earthquake swarms, *Geology*, 34, 457–460, 2006.
- 35) Shelly, D.R., Hill, D.P.: Migrating swarms of brittle-failure earthquakes in the lower crust beneath Mammoth Mountain, California, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20307, 2011.
- 36) Kato, A., Terakawa, T., Yamanaka, Y., Maeda, Y., Horikawa, S., Matsuhiro, K., Okuda, T.: Preparatory and precursory processes leading up to the 2014 phreatic eruption of Mount Ontake, Japan, *Earth Planets Space*, 67, 111, 2015.
- 37) Rubin, A.M., Gillard, D.: Dike-induced earthquakes: theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, 103 (B5), 10,017–10,030, 1998.
- 38) 酒井慎一他: 地震活動から見た三宅島2000年噴火時のマグマの移動, *地学雑誌*, 110, 145–155, 2001.
- 39) Hayashi, Y., Morita, Y.: An image of a magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east of the Izu Peninsula, *Geophys. J. Int.*, 153, 159–174, 2003.
- 40) Sigmundsson, F., et al.: Segmented lateral dyke growth in a rifting event at Bárðarbunga volcanic system, Iceland, *Nature*, 517, 191–195, 2015.
- 41) Voight, B.: A method for prediction of volcanic eruptions, *Nature*, 332, 125–130, 1988.
- 42) Bell, A.F., Naylor, M., Heap, M.J., Main, I.G.: Forecasting volcanic eruptions and other material failure phenomena: An evaluation of the failure forecast method, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15304, 2011.
- 43) Goldstein, P., Chouet, B.: Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 99 (B2), 2637–2652, 1994.
- 44) Almendros, J., Chouet, B., Dawson, P.: Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity 1. Method, *J. Geophys. Res.*, 106, 13,565–13,580, 2001.
- 45) Battaglia, J., Aki, K.: Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise Volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, 108 (B8), 2364, 2003.
- 46) Kumagai, H., et al.: Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches, *J. Geophys. Res.*, 115, B08303, 2010.
- 47) Nakano, M., Kumagai, H., Kumazawa, M., Yamaoka, K., Chouet, B.A.: The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: an approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system, *J. Geophys. Res.*, 103, 10,031–10,046, 1998.
- 48) Kumagai, H., Chouet, B.A., 2000: Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids, *J. Geophys. Res.*, 105 (B11), 25,493–25,512, 2000.
- 49) Kumagai, H., Chouet, B.A., Nakano, M.: Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events, *J. Geophys. Res.*, 107 (B10), 2236, 2002.
- 50) Aki, K., Koyanagi, R.: Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 86 (B8), 7095–7109, 1981.
- 51) Newhall, C.G., Self, S.: The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87 (C2), 1231–1238, 1982.
- 52) McNutt, S.R.: Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation, *US Geol. Surv. Bull.*, 2047, 377–385, 1994.
- 53) McNutt, S.R.: Volcanic tremor and its use in estimating eruption parameters, *Proceedings of the 2nd international conference on volcanic ash and aviation safety*, U.S. Dept. of Commerce, NOAA, section 2, 49–50, 2004.
- 54) Battaglia, J., Aki, K., Staudacher, T.: Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 2. Estimation of lava output, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 291–308, 2005.
- 55) Kumagai, H., Mothes, P., Ruiz, M., Maeda, Y.: An approach to source characterization of tremor signals associated with eruptions and lahars, *Earth Planets Space*, 67, 178, 2015.
- 56) Snieder, R., Larose, E.: Extracting Earth's elastic wave response from noise measurements, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 41, 183–206, 2013.
- 57) 中原恒: 地震波干渉法 その1 歴史的経緯と原理, *地震第2輯*, 68, 75–78, 2015a.

- 58) 中原恒: 地震波干渉法その2応用, 地震第2輯, 68, 75-78, 2015b.
- 59) Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A.: Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nature Geoscience*, 1, 126-130, 2008.
- 60) Brenguier, F., Campillo, M., Takeda, T., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Briand, X., Emoto, K., Miyake, H.: Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops, *Science*, 345, 80-82, 2014.
- 61) McNutt, S.R.: Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (eds) : *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Springer, New York, 99-146, 1996.
- 62) Fukuyama, E., Kubo, A., Kawai, H., Nonomura, K.: Seismic remote monitoring of stress field, *Earth Planets Space*, 53, 1021-1026, 2001.
- 63) 菊地正幸・山中佳子・瀬戸一起: 三宅島2000年噴火活動に伴う長周期地震のメカニズムとその解釈, *地学雑誌*, 110, 204-216, 2001.
- 64) Kumagai, H., Ohminato, T., Nakano, M., Ooi, M., Kubo, A., Inoue, H., Oikawa, J.: Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan, *Science*, 293, 687-690, 2001.
- 65) 大見士朗: Matched Filter Methodによる群発地震解析の試み~2013年飛騨山脈穂高岳付近の地震活動の例~, *地震第2輯*, 68, 1-15, 2015.
- 66) Ogiso, M., Yomogida, K.: Migration of tremor locations before the 2008 eruption of Meakandake volcano, Hokkaido, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 217-218, 8-20, 2012.
- 67) Kumagai, H., Lacson Jr, R., Maeda, Y., Figueroa II, M.S., Yamashina, T.: Shallow S wave attenuation and actively degassing magma beneath Taal Volcano, Philippines, *Geophys Res Lett.*, 41, 6681-6688, 2014.
- 68) Kumagai, H., Palacios, P., Maeda, T., Barba Castillo, D., Nakano, M.: Seismic tracking of lahars using tremor signals, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 183, 112-121, 2009.
- 69) Ogiso, M., Yomogida, K. : Estimation of locations and migration of debris flows on Izu-Oshima Island, Japan, on 16 October 2013 by the distribution of high frequency seismic amplitudes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 298, 15-26, 2015
- 70) Kumagai, H., Lacson, R., Maeda, Y., Figueroa, M.S., Yamashina, T., Ruiz, M., Palacios, P., Ortiz, H., Yepes, H.: Source amplitudes of volcano-seismic signals determined by the amplitude source location method as a quantitative measure of event size, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 257, 57-71, 2013.



野外で見るテフラ層(火山灰層)から 火山の噴火を考える

東京都立大学名誉教授 町田 洋

1.はじめに

火山国日本には広く火山灰層が分布している。江戸時代に関東の人びとは富士山や浅間山の噴火で降灰を経験した。明治以後も桜島1914年噴火の火山灰が本州の各地に降ったことや1924年西表島沖や1929年渡島駒ヶ岳などの噴火で海に浮かんで海流に流された軽石も報告されたことなど、知見は増したが、まだ火山灰層を鍵層として科学的に研究するまでには至っていなかった。20世紀前中葉に北海道の泥炭地の開拓にあたり、泥炭層の中に複数の火山灰・軽石層が含まれていて、その時代・給源を調べると火山活動や泥炭の堆積速度を知ることができると認識されて調査が始まった^{1,2)}。これが日本で火山灰編年学(テフロクロノロジー)の開始を告げる研究とみなされている。ほぼ同時期にアイスランドやニュージーランドでも災害や土壌改良に関係してその後のテフロクロノロジーにつづく研究が始まっていた³⁾。

日本では関東平野で関東ローム層と呼ばれた土壌化したテフラ(火山灰、軽石、スコリア)の累層が段丘地形の発達史を解く上で利用された。その後これらの中にはるか遠くの火山に由来した火山灰(広域火山灰)が見いだされ、その給源・噴出年代・噴火・降灰機構・分布・災害・グローバルな環境変遷史研究で果たす役割など、多様な面で重要であることが認識されてテフラの研究が進んだ⁴⁾。一方変動帯日本では、第四紀の湖成層や海成層が陸上に傾動隆起して観察できるところがあるため、その中に介在するテフラが鍵層として研究されるようになった。このように火山灰は瞬時に広域に堆積する特性があることに注目して研究がすすめられた。一方その成因について火山学的考察も行われてきた。

テフラと呼ばれている軽石・火山灰・スコリアは短時間に噴出し、広い地域を覆う。これを詳しく観察すると、どの火山で、いつ、またどのような噴火があったか、当時の環境とそれに対する影響がどのようなであったかを知ることができる。もちろん火山口周辺に分布する火山噴出物は火山活動を知る上で手がかりになるが、遠方まで飛散し広域を覆ったテフラ層は、次のような重要な情報を提供する。

- 火山活動の位置と火山地形の発達。
- 活動の年代: その手がかりは給源地域より遠方のテフラ層から多く得られる。
- 巨大な爆発的火山活動が広域の自然・人文環境全般に与えた影響とプロセス。
- 離れた地域間の地層や地形面の対比、それに基づく

各地の地形変化の過程と気候・海面変化、テクトニクスの考察。

- 湖底・海底堆積物から得られる高分解能・高精度の年代資料と環境変化史。

1,970年代以降進んだ広域テフラの研究は、稀な頻度だが確実に起こってきた巨大噴火の特性を伝えてきた。以下まず筆者が関わってきたもののうち鮮烈な記憶を残している例を紹介し、テフラが大規模火山噴火を理解する上で有用な手段となることを述べる。

2.古代みちのくに起こった大イベント

2011年3月11日に起こった東日本大震災では、周知のように、三陸沖から福島沖にかけての日本海溝沿いの大断層がずれ動き、M9.0という当時全く想定外だった巨大地震が発生し、大津波をもたらして列島の社会に深刻な影響を与えた。実はこれに先立って、東北地方の沿岸部の平野各地では、過去に生じた津波のうちにも到達範囲がきわめて広がった巨大津波があることを、試錐調査によって明らかにする研究が行われていた。

古代、AD869(貞観11)年に起こって東北地方各地に大打撃を与えた地震は、史書の記録だけでは詳細はわからない。東北地方の多くの低地の堆積物の調査から、このときの津波は内陸奥深くまで及んだ、きわめて大規模であったことがわかった。この知見から将来同様のことが起こる可能性があるという警鐘が鳴らされたが、広く認識されず、防災対策は普及しなかった。このことは、自然の猛威はごく稀に起こるものだが一旦発生すると甚大な災害を起こすこと、したがってそれについての地道な研究は、国土の防災や減災を図るうえで極めて重要だという教訓を残した。

ここでは、この内陸部まで達した貞観地震大津波の認定に、一枚の火山灰層が役立っていたことに焦点を当て、それはどの火山活動の噴出物かを調べることに始まって、どのように発展したかを述べる。以下の記述は町田ほか⁵⁾が初めて発表し、その後補足したもの^{6,7)}を基礎にする。

1977年仙台で開かれた学会の懇親会の折、私は仙台周辺にごく新しい厚さ数cmで細粒の白いガラス質火山灰層があるが、給源火山はよくわかっていないと東北大学の中川さんから聞き、興味を抱いた。それから数年間、東北地方の各地で共同研究者とともに数多くのテフラ層を見たが、その中で発掘中の多賀城遺跡の掘削断面はとくに刺激的であった(図-1)。多賀城は奈良時代から平安



図-1 多賀城遺跡における泥炭土、砂層と火山灰層⁶⁾
最下部の赤いスコップの位置には6世紀榛名ニツ岳
火山灰、砂層の上位に断続する十和田a火山灰

時代の8世紀初めから10世紀半ばまで、ヤマト政権がエゾ制圧の拠点として築いた古代城柵である。城柵を取り巻く湿地には、泥炭層があってその中には加工した材や8世紀の土器、そして6世紀中葉の榛名ニツ岳の火山灰の薄層が認められたが、その上位には厚い砂層があり、さらに白色珪長質の厚さ4~7cmの火山灰層に覆われていた。この白色火山灰層は城柵の建設以後にどこかの火山が噴出したものである。また直下の砂層こそ、貞観大津波の堆積物と思われる。

中緯度にある日本列島のテフラの多くは上空の偏西風に運ばれて、火山の東側地域に分布する。このためこの火山灰も当初鳴子火山などの噴出物ではないかと考えられたが、鳴子渦沼近傍で厚さや粒度を増すこともないし、その噴出物とは組成がまるで異なる。この当時、多賀城におけるものと時代的に似た火山灰層は、宮城県から北へ、胆沢、盛岡、松尾、二戸と見つかっていて、それぞれ別に独立したものとして分布地の名が付けられて記載されていた⁸⁾。また秋田県の鷹巣盆地胡桃館遺跡では、十和田湖由来の大湯降下軽石層とそれに引き続いて住居を埋めたいわゆるシラス洪水堆積物が知られていた^{9,10)}。図-2は岩手県二戸における国道改修時に現れた黒土層中の火山灰層である。多賀城のものより厚いが、組成はよく似た輝石を含む細粒の珪長質軽石質火山ガラスである。共同研究者の新井・森脇両氏と私は各地の試料を採取してそれらの特徴を調べたところ、これらのテフラはひと続きの大噴火の所産で、層厚と粒度の変化と層位・年

代から八戸・十和田周辺で「十和田a」と呼ばれた十和田湖の噴出物に続くことと確信するようになった。降下テフラは十和田湖から北風で南方地域に運ばれ、最後に破局的噴火があって火砕流と二次的な火山泥流が生じたのである。

ところで十和田湖という湖はれっきとした活火山である。日本語では「山」が付いている「火山」という語のために、火山とは富士山のように噴出物が積もってきた高まり(山)を指すと考えられ易い。しかし平坦地や窪んだ地形をもつ「火山」も少なくない。こうしたカルデラ地形は大規模な爆発的噴火が起こったために火口またはその周辺の地域が陥没・破壊したりしてできた地形である。十和田湖もその仲間で、カルデラができる前に一つの大きな成層火山が存在したという証拠はない。ここでは後期更新世の5~6万年前以降大規模火砕流を噴出した噴火が少なくとも3回は繰り返された。

最新のカルデラ形成噴火は最終氷期が終わる直前の約1.55万年前に十和田八戸テフラを噴出した珪長質マグマの大規模なマグマ水蒸気噴火で、十和田湖はその前のほぼ同規模の大火砕流噴火で生じたカルデラがさらに広がって現在の地形になったと考えられている。この後、約1.3~1万年前には、カルデラの南東部で珪酸分の少ない溶岩やスコリア層が何回も噴出する活動が起こり、小型の成層火山(現在の中湖をとりまく五色岩火山と呼ばれる)を積み上げた。その後、マグマは珪長質に変わって、数千年おきに軽石を噴出する爆発的活動を起こすようになった。そのうち約6,100年前の活動は大きく、五色岩火山の火口が深く抉れて、西側の火口壁がくずれ、カルデラ湖の水が入ってきた。現在見る中湖と呼ばれる内側の小カルデラとなった。これは直径約3km、鋭い錐で深く刻まれたようにカルデラの深さは330m近くに達している。

この中湖で起こった噴火のうちここで主題とした十和田aテフラ(To-a)噴火は最新のもので、地表まで達した珪長質マグマが湖水と接触して激しく爆発・粉碎したタイプのマグマ水蒸気噴火を含むものであった。十和田湖近傍のテフラの調査によると、このときに噴出したテフラの

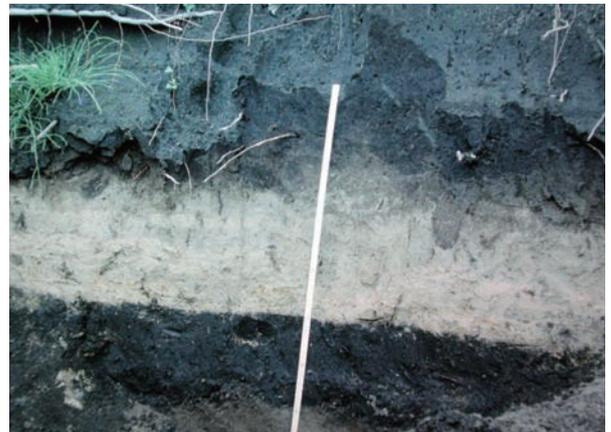


図-2 二戸の平安時代遺跡にみられる十和田a火山灰層

層序(順序)は単純ではない。私たちの調査後、多くの報告があるが、それらに最近の研究¹¹⁾を参考にして要約すると、次のような過程が起こったらしい。1)まず軽石を噴出する高い噴煙柱が立ち上り、北風で南方に送られて降下した。2)その間にマグマと湖水が反応し激しいマグマ水蒸気噴火が少なくとも2回は起こって噴煙から横殴りの突風(火砕サージ)が噴出し、成層したテフラを堆積させ、それとともに対流圏・成層圏に立ち上った火山灰が広域に降下した。3)最後に、残った大量のマグマが一斉にガスとともに噴出し、火砕流をなした。この上に噴き上がった細粒の火山灰も対流圏の風で種々の方向に広がった。上記した大湯軽石層は1)の、また米代川の低地を埋めた毛馬内火砕流は3)の噴出物である。また東北6県に及んだ火山灰は1)~3)の噴火で降下堆積したものである。

米代川の谷間に流れ込んだ毛馬内火砕流は流水を混ぜて流動性を増し火山泥流(ラハールともいう)となり、80kmも流れて河口部の能代平野まで及んだ。現在米代川沿いに続く低い段丘はこの泥流の堆積面で、堆積物中に埋没した人家が数多く発見されてきた。谷間に大被害を与え集落を埋めたのである。いわゆる「八郎太郎伝説」はこうした自然災害が語り継がれてきた伝承から生じた⁹⁾。



図-3 To-aテフラの分布⁶⁾
十和田湖から南西谷沿いの  は火砕流・火山泥流の分布域

この噴火がいつ発生したかは、テフラ層と考古遺物、とくに陸奥国分寺での知見や貞観地震に関係した遺構との関係、各地のチャシ遺構との関係、埋もれた木材の年輪年代などから平安時代の10世紀前半と推定された。この時代なら噴火を記した古文書が残っていてよい筈だが、それは見出されていない。ただ「延喜15年(915年)7月13日出羽国言上雨灰高2寸諸郷農桑枯損之由」という扶桑略記の短い記事がある。この記事は「日本噴火史」では鳥海山の噴火かと推定されたが、このとき鳥海山噴火の証拠はないので、当時ヤマト政権の勢力外にあった地域の火山、十和田湖の噴火イベントではないかと解釈された⁵⁾。その後これは追認されている。

このときのテフラは図-3に示したように、現在の東北6県全域に分布していて、列島で過去2千年間のテフラのうちでは最も広いものの一つである。

十和田カルデラから流れ出す河川の下流低地では、上記の米代川のみならず十和田a噴火の影響を受けたとみなされる地域がある。北西側の津軽平野の沖積低地でも、泥炭土を主とした湿地堆積物(弥生期~古代水田遺構を挟む)の上に軽石・火山灰を主体にした厚さ数mの土石流の地層がみられ、津軽平野の低地で災害があったことがわかる。この層には古い軽石・砂礫も多量にあるので、おそらくTo-aテフラの降下で広い流域の植生が荒廃し、流域に分布する新旧の火砕流堆積物からなる丘や斜面から土石流が発生したに違いない。似た現象は1991年のピナツポ火山噴火でもあって、数年後まで火山泥流や洪水が頻発して山麓盆地の広い水田地帯を荒廃させた。

3. つづいて見つかった白頭山(長白山)の大イベント

十和田aテフラがどこまで広がって分布するかを十和田湖より北東側の地域で調べているうち、青森県六戸町柴山の1露頭で、私はそれまで東北地方中南部で1層と思われていたものがよくみると数cmの土層を境に2層あることに気づいた。ほぼ同じころ、石狩平野南部の沖積層を調べていた森脇さんに情報を求めたところ、すぐに苫小牧港で勇払原野の泥炭層中に、17世紀の渡島駒ヶ岳、樽前山、有珠山のテフラ層の下、樽前cというテフラの上にやや黄白色の細粒火山灰層があることが報告された。

これらテフラの岩質を調べると十和田a火山灰上位の層は十和田とはまったく異なる火山ガラスを主体とするテフラ層である。これはアルカリ岩質の鉱物を含むことがわかり、がぜん我々の興味はこの上層の火山灰に移ったのである。アルカリ岩質のテフラは日本列島の火山の噴出物にはほとんど知られていない。私は日本海周辺の地図を眺め、上層のテフラは朝鮮半島北部にある白頭山起源ではないかと判断した。戦前の白頭山付近の地質や林学の調査報告も刺激的であった。この考えを実証するには白頭山へ出かけねばならない。しかしその山は戦前、

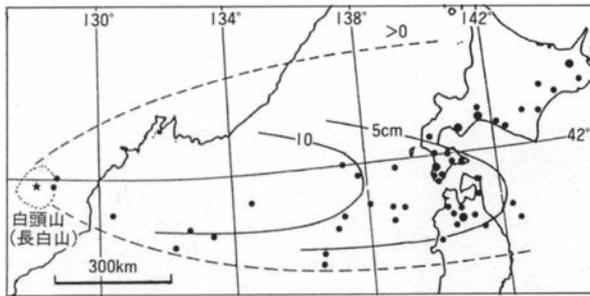


図-4 B-Tm火山灰の分布・等厚線図¹⁴⁾

雪の砂漠などと呼ばれ探検隊を編成して登山するところ、という記憶があったので、政治情勢もあってとてもすぐには出かけられるところではなかった。そこで東大海洋研や地質調査所などに保管されていた日本海の試錐コアを対象にして、挟まれているテフラを採取し分析した。予想通り日本海北半の海底表層堆積物には共通して1枚のテフラ層があった。それは図-4のように西へ向かって厚さと粒度を増し、白頭山を給源とすることは確実になった。その結果、我々はこのテフラを白頭山苦小牧テフラ(火山灰)と命名した。略号はB-Tmである(Bは白頭山を示す:韓国語でBaegdusanまたはPaektusan, なお中国語では長白山Changbaishan)。

ぜひ調査したいと思っていた白頭山へはその後4回も出かけることができ、降下軽石・火山灰と最後に大量の火砕流の噴出が、天地カルデラ(直径約4km, 深さ384m)から起こったことが確かめられた。カルデラは古く形成されたもので、その周辺には、氷期に氷河でできた斜面がある。このテフラ(降下軽石と溶結した火砕流堆積物)はそれを覆い、噴火前にあった森林を埋没させている(図-5)。また噴火前に長期間火山活動の静穏期があったことを物語る厚い腐植質黒土層を覆う。このようにごく新しい噴出物である。したがってこの大噴火は朝鮮半島北部一帯の人々(渤海-後渤海時代)に一大災厄をもたらした現象であった筈であるが、それを記した文献記録はまだ見つかっていない。

その後、このB-Tmテフラの噴出年代については、さまざまな推定方法が試みられてきた。現在までに得られた結果を表-1に示す。十和田a噴火から数十年経った10世紀中-後期らしい。これは世界的に過去2,000年間に起こった最大噴火の一つであって、当時の社会と環境に大きな影響を与えた筈なので、実年代・季節を確定したい。白頭山のテフラが厚く分布するのは朝鮮半島北東部である。山麓のうち東側の広大な地域で軽石層の直下にある厚く発達した黒土層は、噴火前には長期間安定した森林環境に置かれていたことを示し、その環境下で渤海国あるいはそれ以前の社会があったことを想起させる。ところが現在の東麓では若い植生しか生えていない火山性の荒れ地が実に広い。まだ回復していないのである。火山噴火が社会や生態系にどんな影響を与えたかは、今後この地域の考古学、歴史学、生態学と地学の共同調査

が進むと解明されていくことである。

北日本での上記二つのテフラの観察は、遠隔の地での調査からそれらの給源火山がどこであったかはもとより、それらの活動の特色を解明できた劇的な出会いであった。

日本列島ではより古い(中・後期更新世の)巨大な爆発的噴火も、似たように遠隔地の広域テフラを通じて解明されたものが多い。遠隔地で最初に同定された始良丹沢AT, 鬼界アカホヤK-Ah火山灰などの研究も似たものだが^{12,13)}、また一方で大火砕流は広域テフラを生むという知見に刺激され、逆にカルデラ周辺に広く分布する大火砕流の存在から、広域テフラがあるに違いないと予見し、その発見・同定を導いた例も少なくない(Aso-4, Ata, Toya, Kakuto, Kutcharoなど)¹⁴⁾。



図-5 白頭山山頂域で軽石層に埋没し、凍結保存されて電柱のように立つ化石樹木

噴火推定年 (AD)	根拠・方法の概要
945~984 (969±20)	埋没材年輪 ¹⁴ C のウイグルマツチング法
937±8	火砕流中埋没材年輪 ¹⁴ C のウイグルマツチング法
916~936	降下軽石埋没材年輪 ¹⁴ C のウイグルマツチング法
937~938	To-a 噴火年を AD915 として小川原湖の湖成年縞を計測
946	近畿での異変記録から推測
939	奈良での空震記録や年縞の見直し
929	男鹿半島目潟の海成年縞を計測

表-1 種々の資料から推定された白頭山苦小牧テフラの噴出年代¹⁴⁾
これらのほかに最近ウイグルマツチング法を適用したAD945-960などの値の報告²⁷⁾があるが、噴火前のガスの効果でさらに詳細には特定し難いとされた。



図-7 富士テフラに挟まれたAT 静岡県小山町明神峠下

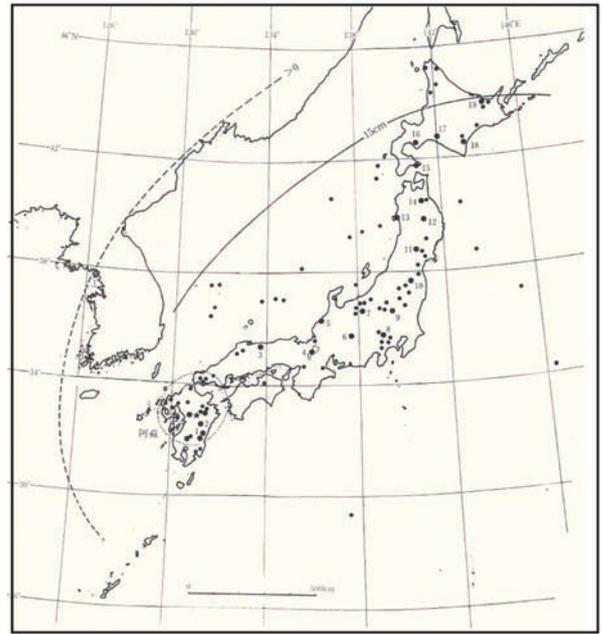


図-9 阿蘇4火山灰の分布¹⁴⁾

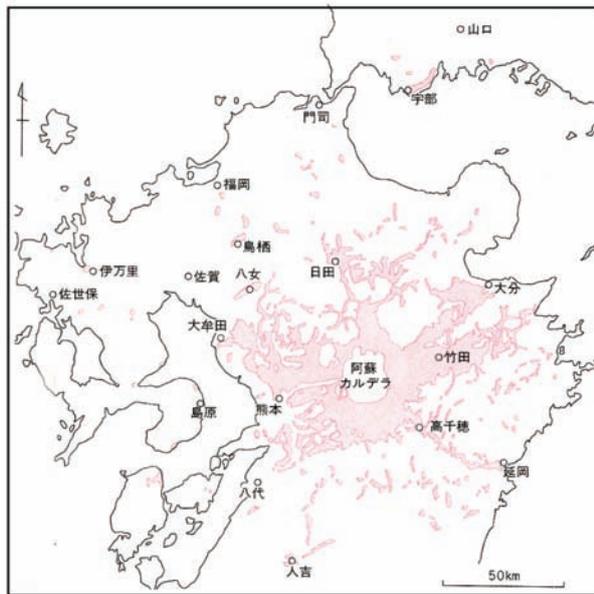


図-8 阿蘇4火砕流の分布²¹⁾



図-10 相模野の箱根新期火砕流⁶⁾

地層が成層し、斜めの層理をもつ。軽石と鉱物片がよくふるい分けられている。これは風や流水で運ばれたものの特徴である。この付近には同じような地層からなる砂丘地形がある。
(大和市 下鶴間)

尾根の岩石を数十mに亘って破壊・転位させた事例が観察されている。火砕流のもつさまじいエネルギーを示した姿をみることができる。

また火砕流堆積物は一般に無層理・不淘汰という高密度の流動層の特色をもつので認識できるが、しばしばこれと同じ層であるが見かけが違うテフラ層が生じる。それは横殴りの烈風で軽石や岩屑、火山灰が送られて砂丘堆積物と似た堆積相をもつものである(人吉盆地での始良入戸火砕流や相模野の箱根新期火砕流など、図-10)。

津波・地震

海底で起こった爆発的噴火は大津波発生要因の一つである。1815年インドネシア・タンボラ、1883年同クラカタアの噴火(VEI7と6)では大津波が発生し広域に大災害を与えたことはよく知られている。約7,300年前の南九州鬼界カルデラの大噴火(鬼界アカホヤ火山灰K-Ahを噴出¹³⁾の場合、給源カルデラ縁の火砕流台地では大火砕流堆積物の最下部に海底から海水とともに一挙に打ち上げられた巨礫層が横たわっていて、一連の噴火のうち初期に噴出した降下軽石層や溶結凝灰岩および基盤の地層を大きく削っているところがある(図-11)。

さらに九州各地や四国の南部の海岸低地でも、K-Ah火山灰主体の津波堆積物が認識されている(たとえば大分市横尾貝塚¹⁶⁾)。

さらに知多半島の貝塚ではK-Ahの層準を境に産出す



図-11 鬼界カルデラ縁の竹島火砕流堆積物の崖にみられるテフラのユニット⁶⁾
 注目すべきは下部に粗粒礫層(海底から打ち上げられたもの)をもつテフラが破局噴火の火砕流堆積物。左下の黄白色層は古い火砕流堆積物、それを覆う降下軽石と溶結凝灰岩はアカホヤ噴火初期の噴出物。これらは最上位の火砕流に削平されている。



図-12 鬼界アカホヤ噴火時に起こった地震による液状化を示す岩脈⁶⁾
 上の写真は屋久島, 下の写真は大隅半島吾平町⁶⁾

る貝の生育度が劣化する場合があることが知られている¹⁷⁾。これは海に入った大量のK-Ah火山灰が、当時の海洋表層の生態系に大打撃を与え(プランクトンなどを大きく減らして)貝の発育を阻害したことを想定させる。

VEI7級の鬼界アカホヤ噴火は南九州に大地震を発生した¹⁸⁾。とくに一連の爆発的噴火のうち最後に発生した破局的火砕流噴火では、大地震により液状化して上昇した砂礫の岩脈が南九州の各地で確認されている。屋久島や種子島などで驚かされるのは、更新世の段丘礫層の基盤岩石(四万十帯の砂岩・粘板岩)が破碎され上位の地層を貫く岩脈をなして地表(K-Ahと同層位)に噴出したことがわかる露頭が多数あることである(図-12)。

巨大噴火の経過・時間

これまで例として述べたVEI7-6級の噴火では、最初噴煙は垂直に立ち上りテフラを降下させるプリニアン噴火が起こり、それがしばらく継続したのち最後に破局的な火砕流噴火が起こって終焉するという順序であった。最近の数世紀に起こった大噴火(1815年タンボラ、1912年カトマイ、1991年ピナツポ)では、先駆的なプリニアン噴火の継続期間は数日であった。初期の噴火から最後に破局的噴火に至るかどうかを予想するのは、よほど地下のマグマの挙動がわかるような観測が行われな限り、おそらく不可能であろう。しかも8.7万年前の阿蘇4巨大噴火のように先駆的プリニアン噴火がなく、大規模火砕流噴出に終始した例もある。

こうした大噴火は地殻の上部に大きなマグマ溜りが生じたため発生するので、そのマグマの挙動を地表で観測できれば予測できると思われるかもしれない。しかしそう簡単ではない。イタリア・ナポリの近くにあるカンピフレグレイカルデラでは、1970年代と1980年代の初頭に急激な隆起があって警戒したが、幸い噴火には至らなかった。日本でも伊豆小笠原弧の硫黄島(カルデラの中央火口丘)では年15-20cmもの速度で隆起がつづいている¹⁹⁾。また始良カルデラ北岸地域では数千年間に10-15mと顕著な隆起の傾向が知られている²⁰⁾。これらはテクトニックな動きではなく、マグマの成長の影響かと思われる。

5.テフラの噴出から野外でみるテフラ層まで

一般に爆発的噴火で火口から噴出したテフラ粒子は火山ガラス、鉱物、岩片などで、噴煙が風で送られると距離とともに厚さ、粒度を減少する。

図-13のように、F-HoなどVEI4~5級のテフラでは、粒度と厚さは給源を離れると急に減少するが、VEI6~7級のB-Tmテフラなどでは、距離による減少率は小さい。この種のテフラは大爆発でもともとマグマの粉碎度が高かったのである。それはマグマそのものに含まれた水分も関係するかもしれないが、それよりマグマが地表において海や湖の水に接触して、激しい水蒸気爆発が行われた

ことを物語るのである。

こうしたテフラは一般に非常に湿っていたと思われる。しばしば見られるのは、細かい火山灰が凝集して「雹」となり球形の粒子に成長した火山豆石である。凝集は多くの場合噴煙柱にある大量の水蒸気に由来したものである。なお火山豆石は降下テフラのみならず火砕流堆積物にもしばしば含まれている。

広域テフラの多くにみられる火山ガラスの破片は球形のガラスの泡をなしていたものである。これは発泡・爆発が地下の高圧条件下より、地表またはごく浅い地下で一挙に起こったことを示すのであろう。筆者の経験では、鬼界カルデラの火砕流台地で手に取って見た火砕流堆積物の基地(マトリックス)は、つよく息を吹くと飛んでいくほど軽い(薄い)ガラス片で、こうしたものが広域テフラにつながるのだと直感した。当然のことであるが、みかけの比重がより軽い火山ガラスや軽石ほど広域に分布する重要なテフラである。

安山岩質・玄武岩質テフラ

これまで主対象にした大噴火で生じたテフラがどれも珪酸分に富み鉄やマグネシウムに乏しい流紋岩ないしデイサイト質であるのに対して、軽石やスコリアからなる安山岩質または玄武岩質のテフラは火山国日本では成層火山群の風下地域に普通に分布している。従来よく○○ローム層や赤土などと記載されたものはその累層とその風化土のことが多い。この種のテフラ群では、玄武岩・安山岩質火山ガラスは風化・粘土化してほとんど検出できない。また斑晶鉱物も風化・変質し易い。

この種のテフラをもたらず噴火は巨大火砕流噴火に比べると、一回の噴出量は少ないが高頻度である。このため給源火山の近傍(給源から主風下方向の比較的距離)ならば個別に区別することが可能であるが、遠方に離れると、もともと似ているテフラ層が次々に堆積した場合、

互いに区別し難く赤土や黒土様になる。

後期更新世～完新世の富士山では、VEI3-4規模の多数の降下スコリア層が数十年～数百年おきに噴出し、風下にあたる丹沢山地西部(富士山頂から東方15-20km)の山地・丘陵を覆って100mを越す厚層をなしている。しかし、およそ30-40km離れた山北や秦野付近になると区別できるテフラの数は減り、無層理に近い地層となる。

箱根火山のテフラでは、VEI5-6程度の大きな噴火による厚い軽石層を何枚も噴出したため原状をとどめている。しかし50km以上離れた相模原から武蔵野、下総台地にかけての地域では、箱根東京軽石などの大規模噴火の降下軽石層を除けば全体に赤土～黒土層(関東ローム層)となる。

関東ローム層はみかけ上、中国レスなどに似ていて、火山起源物質以外の粒子を混ぜることから風成塵起源ではないかと、研究の草創期から論じられることがあった。しかしよく観察すると粗粒のスコリアや軽石が認められること、さらに周辺に湿地や湖沼があるとその堆積物中には、明瞭なスコリア・軽石層が一枚一枚識別できる(下末吉台地の周辺谷底(遺跡など)や霞ヶ浦湖底堆積物など)。したがって台地上の赤土や黒土の大半は富士山・浅間山など成層火山に起源しているといえる。

またテフラ層の風化は気候の影響を強く受ける。約8.7万年前に噴出したAso-4テフラは、北日本ではよく認定できるのに、距離的に近い西日本で認識できる地点はごくわずかである(図-9)。これは保存条件のよい地域が少ないことに加えて、湿潤温暖な気候の影響も強いと思われる。筆者の経験ではインドネシアやパプアニューギニアなどの熱帯多雨地域のテフラは、完新世のテフラや厚い火砕流堆積物を除くと、風化・粘土化が激しく、ほとんど粘土化している。露頭での見かけは明らかに降下テフラ層であるが、試料を水篩すると、ほとんどは粘土で、残るのは石英粒だけという場合が多い。さらに植生のない砂

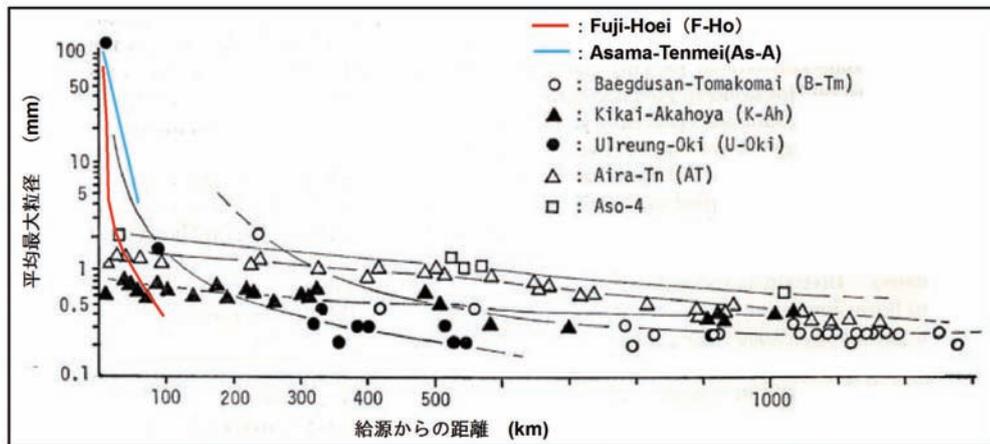


図-13 給源からの距離による粒度(平均最大粒径)の変化
 距離に応じた粒度はVEI4-5級のF-Ho, As-A, U-Okkiでは急激に細粒化するのに、VEI7級の広域テフラでは給源近くで粉碎され細粒のまま縮小率はごく小さい。

漠でのテフラは、風で容易に移動し砂丘などをつくることがある。溶結した火砕流堆積物は、古くても認識できる。

6. テフラから給源火山とマグマを考える

To-aとB-Tmの類別 本稿の始めに対象にした十和田湖と白頭山噴出の火山灰層は、野外での見かけは後者の方がやや黄色じみている程度で、厚さや粒度に大きな違いはない。両者がはっきり区別できるのは火山ガラスのタイプや斑晶鉱物と化学組成の大きな相違であった。前者では火山ガラスが軽石型で角閃石を含まないこと、これに対して後者ではより細粒の軽石型ガラスや角閃石、アルカリ長石などを含むといった鉱物の違いに加えて、決定的に違うのはアルカリ含量(K_2O, Na_2O)がTo-aに少ないのに比べ、B-Tmにきわめて多いことであった。日本列島のように海洋プレート沈み込み帯で生じる火山岩のアルカリ含量(とくに K_2O)は、火山フロント近くでは少なく、これから離れるに従い多くなる。列島の中では西日本の日本海沿岸の火山が多い。また微量成分も多様化する。この傾向は白頭山あるいは朝鮮半島東沖の鬱陵島の噴出物(図6, 13のU-Okii), また済州島の火山岩できわめて顕著で、地殻の厚い大陸で生じたマグマの特徴をもっている。

これらの点は明らかにテフラの類別や給源火山の判定に、鉱物組成や化学組成が重要であることを示している。そうしたレベルでの特徴はテフラのもとになったマグマを考える上で重要であることはいうまでもない。

テフラ層の対比・同定は総合的に テフラを数多くの露頭やコアで観察し、見かけ上の特徴すなわち厚さ、粒度の地域的变化、テフラ構成物の種類と特性、色(固有のものが風化・土壌化の影響を受ける)、上下のテフラ層や海・陸成層・地形面との層位関係などに類似性や整合性があるかどうかは、各地にあるテフラの対比を行い、給源火山を突き止める作業の基礎である。一方、鉱物組成、火山ガラスの諸特徴、それらの屈折率、化学組成(主成分・微量元素)を調べて細かいことがいろいろわかってくると、個々のテフラ層は優れて個性的であることがわかる。

連続する1枚のテフラ層は均質か? 日本列島の場合、沈み込む海洋プレートのスラブに引き込まれた含水鉱物の効果で、110km程度の深さになると上部マントルの岩石が融けてマグマが生じるとみなされている。これは次第に浮力で上昇し、地殻に貫入すると上昇速度は遅くなり、ゆっくり冷却して性質を変え、また周囲の岩石を溶かしつつ地表に近づき、ある深さにとどまってマグマ溜りを形成し、間欠的に噴火を起こすと考えられている。このマグマ溜りの形状は様々に推察されているが、多くの場合火道は特定エリアに複雑な網目状をなして集中しているのであろう。そしてそのどこかが発泡し地表に噴出し始

めると、圧力が低下し一斉にそこ(火口、割れ目火口)に集まって急激に噴出すると考えられる。

本稿で述べたいいくつかの巨大火砕流・広域火山灰を噴出した例のうち、始良カルデラの3万年前の噴火で生じたATテフラはきわめて均質で、その化学組成は主成分を測定する場合の基準として用いられているほど一定である。この場合には、始良カルデラ地下の特定エリアに均質で大きなマグマ溜りが形成されていたと想定できる。このほかの内外の巨大噴火の例でも、ひと続きのテフラ層の組成はよく似ていることが多い。

これらの例ではマグマ溜りの大きさ・形状は、直径数km以上の巨大な餅状だったのかもしれない。なお日本列島のカルデラよりはるかに大規模な、スマトラのトバやアメリカのイエローストーンでは、厚い大陸性の地殻が融けて上昇し巨大なマグマ溜りができ、数十万年の時間間隔においてマグマは一挙に噴出し大規模なカルデラを形成したと考えられる。

一連の大容量のテフラでも組成がユニットにより系統的に異なり、マグマがやや不均質または混合していたと考えられる例も多い。阿蘇4テフラの噴火(8.7万年前)では、火砕流堆積物は少なくとも3ユニットに区別され²¹⁾、初期には後期よりやや珪長質(デイサイト質)であった。阿蘇カルデラ起源のより古い火砕流や降下テフラも、同様にユニットにより岩質に差がある。ただし阿蘇のテフラの化学組成の傾向は全般に似ている^{14), 21)}。こうした事例は決して例外ではなく、それぞれの給源火山のマグマの特性を示すに違いない。

マグマ溜りのzoningを示すテフラ 多様な性質をもつテフラの中には、上部層と下部層で鉱物組成が系統的に変わるものがある。箱根の降下軽石層にはそうした例が少なくない。約12-11万年前のHk-KmP-1テフラ層では、鉄鉱物や鉄に富んだ斜方輝石が下部層よりも上部層に次第に濃くなっていく。当然全岩化学組成も層位により変化する。こうした場合、厚いテフラ層の試料をどこから採取したかによって組成が異なるため、離れた地域間のテフラの対比・同定を混乱させる。この種のテフラはマグマ溜りから上方に伸びた火道で晶出した鉱物が重さにより分帯していて、噴出が順次上部から下部に及んだ過程を想起させる²²⁾。また一連の噴火なのに、最初デイサイト質軽石が噴出し、続いて玄武岩質スコリアが近くの別な火口から出たAD1707年富士山宝永テフラは著名である。この場合の火道はどうなっていて、どのように形成されたのであろうか。さらにテフラを構成する軽石と基地の火山灰とで鉱物組み合わせなどの性質が違う場合もある(三瓶浮布S-Ukなど¹⁴⁾)。火道では軽石生成と基地の場が異なっていたのかもしれない。この種のテフラも遠隔地に運ばれる間にふるい分けが起こるので、対比・同定は容易ではない。

なお数多くのテフラがわかってくるとテフラの中には、

ほぼ同時またはわずかな時間をおいて活動した別火山起源のものが重なり、見かけ上一層をなしている場合も知られている(例:35-38万年前奥飛騨起源のTE-5a,と別火山起源のTE-5b)¹⁴⁾。こうした例は上記の話題とは異なるが、当然テフラの対比・同定に当たっては注意を要することである。

テフラの組成 野外調査を基礎にしてテフラの給源はどの火山(群)かが推定できると、同一火山(群)はよく似た組成のテフラを供給し続けてきたかがわかる。同じ火山のテフラでも時代が違えば組成も違ったり、化学組成に差があったりする場合がある。マグマが発生して周りの地殻岩石を溶かして上昇する場合、圧力、温度条件、揮発成分、原岩の条件がマグマの性質をきめ、毎回独特な組成のものを形成していくのでテフラに個性が生じるのであろう。ある地域にまとまった大型成層火山(群)が形成された場合も、単純に似た性格のマグマが活動し続けたのか、あるいは違った複数のマグマがありそれらが混合して活動したのか、種々の場合がある。それを知るにはテフラの多様な性質の中でどのような組成上の指標を選んだらよいのであろうか。最近の分析技術の発達によって微細な火山ガラス、鉱物について主成分や微量成分が測定できるようになった。とくに火山ガラスはマグマのメルトなので、その微量成分は地獄的な上部マントルから地殻にかけての構造、マグマの生成過程を推定するのに重要視される。

テフラから火山活動史を推理 従来〇〇火山はいつから活動を始めたか、いつまで続いたか、がテフラから議論されることがあった。例えば南関東のテフラ層序から、富士山は約10万年前から、箱根山はおおよそ50~60万年前から活動し始めたこととされる。しかしそれ以前にもこれらの大型火山域からはテフラや溶岩が噴出しており、活動開始期もまた終了期も決めるのは難しい。一つの火山とは何かという命題もテフラから考えてみる必要がある。

破局的なマグマ水蒸気噴火 マグマの発泡がどこで起こり、爆発したかはテフラの形成に関わる重要な問題である。湖底や海底、あるいは海岸近くで起こった噴火では、多量の外来水の存在が、マグマの粉碎度に大きく関係する。上掲の巨大噴火の例はどれもマグマが湖水や海水と接触した例で、マグマの粉碎が徹底的に行われた。ただしどれも初期のプリニアン噴火では粉碎度の小さい軽石が出た。この種の軽石は、発泡が火道のやや深い位置で起こり、勢いよく火口から噴出して高い噴煙柱を立ち上げたものであろう。しかし最後に一挙に出た多量のマグマは地表近くで海や湖の多量の水と接触発泡して、破局的なマグマ水蒸気噴火に至った。

7.今後のテフラ研究 水底に堆積したテフラ

テフラ層は大規模噴火により瞬時に広域を覆うという特性をもつところから多分野に役立つ鍵層と認識されてきた。本稿ではテフラから爆発的火山活動とその影響を知るという面に焦点を当てた。

陸上に堆積した降下テフラは、給源から遠い地域ほど、また時代が古いものほど、堆積物としては保存の程度が落ちて使い難くなる。これに対して湖や海に降下堆積し、すぐに覆われたものははるかによく保存されている。湖成層や海成層のテフラはもとのテフラの性質をよく保持しているとみなされる。火山ガラスや斑晶鉱物も新鮮なので、その組成を研究し、全国の火山活動史を考察する上で有用である。そればかりでなく上下の地層中に環境変化や年代を知るための資料が多く、高分解能の研究を可能にする。

日本列島周囲の広大な海底の堆積物は地球環境変化の解析を進め国際的な編年枠組みを構築することを可能にしている。テフラも海底堆積物の層位・編年を研究する上で有力な鍵層となり、コア同士、あるいは海底と陸上の地層の対比を可能にする。また陸上では分布が限られることから層位関係が不明だったテフラ間の層位関係も明らかになる。

海底堆積物の残留磁気特性、有孔虫殻の酸素同位体比などはさまざまな環境変化(世界共通の気候変化も含む)の基準となり、同時にテフラの年代判定に役立つ。太平洋側のコアでは世界各地の大洋からの資料と対比可能な気候変化史(とくに有孔虫酸素同位体比変動)が編まれ、そのコアから何枚かのテフラが検出されて年代が報告された(たとえば鹿島沖コア²³⁾)。また日本海や東シナ海などのコアでは氷期-間氷期の海面変化の結果、海流に大きな変化が生じたこともテフラに関係して論じられた^{24,25)}。

海底の試錐コアのみが資料になるばかりではなく、変動帯日本では隆起した海成層や湖成層が陸上で観察できる場所が多い。そこでは第四紀層や新第三紀層のテフラについて詳しく調べられてきた。南関東の上総層群、犬吠層群、男鹿半島の安田~北浦層、越後の魚沼層群、大阪~琵琶湖周辺の大坂層群、古琵琶湖層群、東海層群などがその例である。そこでは日本列島と周辺の火山から飛来したテフラ層が海成・湖成層としてよく保存されている。水底に沈積したのちすぐに覆われたからである。そのため周囲の陸域に堆積したものに比べると驚くほど厚いことが多い。海成のテフラの場合、一般に細粒の火山ガラスや鉱物が多く、軽石は少ない。軽石は浮いて流れ去ることによるのであろう。海成テフラ層は海面に降下し一次的に海底まで沈積したもののほかに、海流・沿岸流で流されてきたもの、あるいは周囲の海底や陸地に堆積したものが二次的に流入堆積したもの(タービダイト)も含まれる。二次的なテフラ層は成層構造や浮遊性の

微化石、あるいは陸からもたらされた粒子を含むことが多い。房総半島の上総層群には多数のテフラ層が介在し、どれも遠隔地起源であるのに厚く新鮮に保存されている。たとえば約100万年前に中九州の猪牟田カルデラから噴出した広域テフラSs-Pnk（上総層群では大田代7と呼ばれるもの）はもっとも厚い、優れた指標層の一つで、全体の厚さは2mを越す場合がある。これは成層していて噴火堆積後しばしばタービダイトが発生したことが推定される。

従来からテフラの噴出年代は各種の放射年代測定法を適用して求められてきたが、次に述べる例のように、湖底堆積物の年縞の計測から高分解能かつ高精度の値が詳しく追及されている。

福井県の三方五湖の一つ水月湖は、まわりの斜面や流域がごく狭く、海に接続せず独立しているので、湖底に年々沈積した花粉、珪藻、ダストなど細粒堆積物が後期更新世以後乱されることなく、季節変化を示す年縞をなしている。そのために湖底堆積物はその年縞を数えることによって、樹木年輪と同様、過去の出来事の優れた時計となる。湖成層中に多数の後期更新世以降のテフラ層が見出されている。このため遠隔地由来のテフラ層について年代や組成、気候や植生といった古環境の各種情報が得られている。注目すべきはK-Ah:7.2-7.3ka, U-Oki:10.2ka, AT:30kaなどのデータで、従来¹⁴C法で測られた年数に代わって標準となった²⁶⁾。

本稿では、陸上の露頭でテフラを詳しく観察すると、様々な分野の研究に発展していくこと、したがってその作業が基礎であることを強調したつもりである。そして最後に水成テフラの重要性を述べた。テフラ研究は進んだが、まだなすべき課題は有り余るほどある。

引用文献

- 1) 浦上啓太郎・山田 忍・長沼裕二郎(1933):北海道に於ける火山灰に関する調査, 火山, 1, No.3, 44-91-136.
- 2) 山田 忍(1958):火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究, 地団研専報, 8, 40p.
- 3) Thorarinsson, S. (1944): Tefrokronologiska studier par Island, Geografiska Annaler, 1-217.
- 4) 町田 洋(1977):「火山灰は語る」蒼樹書房, 249p.
- 5) 町田 洋・新井房夫・森脇 広(1981):日本海を渡ってきたテフラ, 科学, 51, 562-569.
- 6) 町田 洋・白尾元理(1998):「写真でみる火山の自然史」, 東大出版会, 201p.
- 7) 町田 洋(2010):「大陸からきたテフラ」の回想と展望, 日本地質学会 News 13 (10), 16-18.
- 8) 瀬川司男(1978):縄文期以後の火山灰と遺跡, 岩手県を中心に, どんめん, 19, 70-82.
- 9) 平山次郎・市川賢一(1966):1000年前のシラス洪水, 地質ニュース, 140, 10-28.
- 10) 富樫泰時(1978):大湯浮石層と鹿角盆地の遺跡, どんめん, 19, 55-69.
- 11) 広井良美・宮本 毅・田中倫久(2015):十和田火山平安噴火(噴火エピソードA)の噴出物層序及び噴火推移の再検討, 火山, 60, 187-209.
- 12) 町田 洋・新井房夫(1976):広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義, 科学, 46, 339-347.
- 13) 町田 洋・新井房夫(1978):南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, 143-163.
- 14) 町田 洋・新井房夫(2003):「新編火山灰アトラス」, 東大出版会, 336p.
- 15) 寺平 宏(2013):伊那谷の火山灰—重要露頭と鉱物(付:各地のテフラ)飯田市美術博物館調査報告書4, 75p.
- 16) 藤原 治・町田 洋・塩地潤一(2010):大分市横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物, 第四紀研究, 49, 23-33.
- 17) 山下勝年(1988):清水ノ上貝塚で発見されたアカホヤ火山灰層と縄文土器, 知多古文化研究, 4, 1-10.
- 18) 成尾英仁・小林哲夫(2002):鬼界カルデラ, 6.5kaBP噴火に誘発された2度の大地震, 第四紀研究, 41, 287-299.
- 19) 東京地学協会(1985):特集 硫黄島の地学, 地学雑誌, 94, 1-170.
- 20) 森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章(1986):鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進, 地質学雑誌, 95, 84-113.
- 21) 小野晃司・渡辺一徳(1985):阿蘇火山地質図1:50,000, 火山地質図4, 地質調査所.
- 22) 新井房夫・町田 洋・杉原重夫(1977):南関東における後期更新世の示標テフラ層—特性記載とそれに関する諸問題—, 第四紀研究, 16, 19-40.
- 23) 青木かおり・入野智久・大場忠道(2008):鹿島沖海底コアの後期更新世テフラ層序, 第四紀研究, 47, 391-407.
- 24) 新井房夫・大場忠道・北里 洋・堀部純男・町田 洋(1981):後期第四紀における日本の古環境—テフロクロノロジー, 有孔虫群集解析, 酸素同位体法による—, 第四紀研究, 20, 209-230.
- 25) 大場忠道(1989):日本海の世界—過去8.5万年の歴史—, 科学, 59, 672-681.
- 26) Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006: Project Members (2013): Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific records across the last 150ka. Quaternary Science Reviews, 67, 121-137.
- 27) Yatsuzuka, S., Okuno, M., Nakamura, T., Kimura, K., Setoma, Y., Miyamoto, T., Kim, K.H., Moriwaki, H., Nagase, T., Xu Jin, Bo Lu Jin, Takahashi, T., Taniguchi, H. (2010): ¹⁴C Wiggle-Matching of the B-Tm tephra, Baitoushan volcano, China/North Korea. Radiocarbon, 52, 933-940.