

日本火山学会火山防災シンポジウム

ーザ・富士山を知る！！ー

主催： 日本火山学会

日時： 2016年10月16日（日曜日） 13:30 - 15:30

会場： 富士吉田市民会館・ふじさんホール



講 演

1. 「富士山とテクトニクス」
講師：青木 陽介（東京大学地震研究所）
2. 「おもしろ富士山マグマ学」
講師：石橋 秀巳（静岡大学理学部）
3. 「地震波で見る富士山のマグマ溜り」
講師：中道 治久（京都大学 防災研究所）
4. 「富士山なんでもQ&A」

はじめに

富士山では2000年12月から2001年の5月にかけて深部低周波地震の活動が活発化しました。これを受けて、2004年にはハザードマップが整備されました。それ以降、富士山では様々な研究が実施され、火山としての富士山の研究は急速に進展してきました。本講演会では、これまでの研究で見えてきた新たな知見を紹介し、富士山の実態や火山噴火の謎を紐解いていきます。本講演会をとおしてみなさまの富士山に対する理解が深まり、市民の皆様と防災行政の関係者、火山研究者の議論が進み、火山防災に対する取り組みがさらに活発になる契機となれば幸いです。

2016年10月16日

日本火山学会 2016年秋季大会実行委員長

日本火山学会火山防災委員会委員長

吉 本 充 宏

富士山とテクトニクス

青木陽介（東京大学地震研究所）

はじめに

日本には約 110 もの活火山があり、富士山もその一つです。日本列島の活火山は空間的に均質に分布しているわけではなく、北海道から東北地方・伊豆小笠原諸島にかけてと九州地方に帯状に分布しています（図 1）。世界的にも、活火山は環太平洋火山

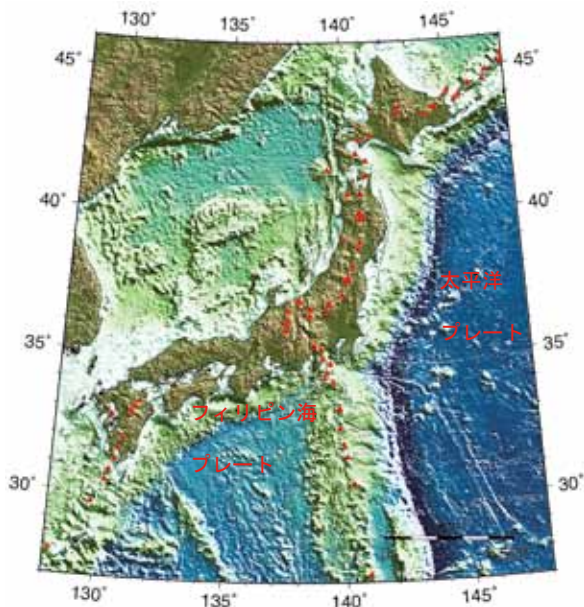


図 1 日本列島の火山の分布。活火山は赤い三角形で記している。太平洋プレートとフィリピン海プレートの位置も記している。

帯など帯状に分布しています。このような火山帯はなぜ発生するのでしょうか？

地球の表面は 10 数個のプレートで構成され、それぞれのプレートがお互いに相対運動していますが、活火山のできかたは、このプレートの動きと密接に関わっています。活火山のできかたは、プレートが収束にともなうもの、プレートの発散にともなうもの、プレート内部での深部からの高温物質の上昇（ホットスポット）の大きく 3 つに分かれます。

富士山をはじめとする日本列島の火山は、プレートの収束にともない発生するものですので、ここではプレートの収束と火山の生成について少し詳しく考えてみましょう。

日本列島の火山のできかた

海洋プレートと大陸プレートがぶつかり合うところでは、より密度の高い海洋プレートが、より密度の低い大陸プレートの下に沈み込みます。たとえば、東北日本では、海洋プレートである太平洋プレートが東北日本の下に沈み込んでいます。関東地方以西では、海洋プレートであるフィリピン海プレートが日本列島の下に沈み込んでいます。海洋プレートが沈み込む場所（海溝）は海ですから、沈み込む海洋プレートは海水を巻き込んで沈み込みます。ですので、沈み込むプレートの岩石は水を含む含水鉱物として沈み込みます。

地球は深部にいくほど高温・高圧になりますが、含水鉱物が深さ約 100km および 150km 程度の温度圧力条件におかれますと、岩石は水を周囲のマンテルに吐き出します。岩石は水を含むと融点が下がりますので、水を含んだマンテルは部分熔融します。これがマグマの源です。岩石を含めた一般的な物質は液体になると固体よりも密度が下がりますので、部分熔融した岩石は周囲のマンテルよりも低密度になり、浮力を得て浅部へ輸送されます。そうして、地表まで輸送されたマグマが火山を形成するので、ただし、マグマは生成されて一直線に地表まで達するわけではありません。周囲の岩石は浅くなればなるほど密度が小さくなりますから、マグマが得られる浮力は、マグマが浅くなればなるほど小さく

なり、ついにはゼロになります。その時点でマグマは一旦とどまります。そのようにしてできるのがマグマだまりです。マグマはその後、発泡などにより再び浮力を得て上昇し、その後浮力を失い滞留しマグマだまりを形成、という過程を繰り返し地表に達するのです（図2）。ですので、日本列島のマグマは

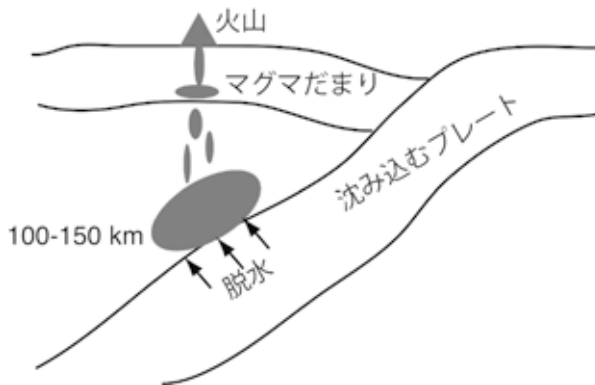


図2 プレートの沈み込みにもなう火山の形成の概念図。

生成されてから地表に達するまでに時間がかかるということになります。

含水鉱物が約 100km および 150km という特定の深さで脱水しマグマを生成しますので、日本列島はじめプレート収束帯の火山は、沈み込んだプレートが約 100km および 150km となる場所の直上で2列の帯状にできるのです（図1）。ただし、含水鉱物からの脱水は深さ約 100km でより多く発生しますので、プレートの沈み込み帯で発生する火山は、海溝に近い側の列で多く、遠い側の列では少なくなります。たとえば東北地方では、近い側には多くの火山がありますが、遠い側には鳥海山（秋田県・山形県）など少数の火山しかありません。

なお、近畿・中国・四国地方の下にはフィリピン海プレートが沈み込んでいて、同じフィリピン海プレートが沈み込んでいる九州地方には火山があるのに、どうして近畿・中国・四国地方には活火山がないのか不思議に思うかもしれません。フィリピン海プレートは若いプレートで、近畿・中国・四国地

方ではプレートが 100km まで到達していないので活火山がないのです。九州地方の下にも同じフィリピン海プレートが沈み込んではいるのですが、こちらは高角で沈み込んでいますので、沈み込んだプレートが 100km にまで達して、マグマが発生する環境が整っているのです。

富士山の特異性

富士山は東北地方や伊豆小笠原諸島の火山と同様に、太平洋プレートの沈み込みにもなう火山ですが、他の火山と異なる点が少なくとも2つあります。

1つ目は、富士山は日本の他の火山よりも大きく、マグマの噴出率も高いという点です。日本で最も高い山であることからわかる通り、富士山は 400-500 km³ という、他の火山よりも大きな体積を持っています。にもかかわらず、富士山はわずか8から10万年間ほどでできた火山で、この間のマグマの平均噴出率は1000年あたり4-6 km³ほどということになります。日本の他の火山の噴出レートが1000年あたり0.01-0.1 km³であることを考えると、富士山のマグマ噴出率がいかに高いかが理解できるでしょう。

2つ目は、富士山で噴出するマグマはもっぱら低粘性の玄武岩質なものであるということです。上にも述べた通り、日本列島の火山のようなプレート沈み込みにもなう火山はマグマの生成から地上に出てくるまでの時間が長く、その間に冷却により様々な結晶が生成します。すると、残ったマグマの粘性は高くなっていきます。そのため、日本列島の火山には安山岩質やデイサイト質など粘性の高いマグマを生成する火山が多いのです。

富士山周辺のテクトニクス

では、富士山がこのような特異な特徴を持つのはなぜでしょうか？それを理解するために、富士山周

辺のプレートの配置を見てみましょう。富士山はオホーツク（または北米）プレート・ユーラシア（またはアムール）プレート・フィリピン海プレートの3つのプレートがぶつかり合うところに位置しています。相模湾にある相模トラフと駿河湾にある駿河トラフからはフィリピン海プレートが日本列島に南から北へと沈み込んでいます。しかし、相模トラフと駿河トラフの間には伊豆半島があって、フィリピン海プレートは伊豆半島北端で本州に衝突しています。富士山はちょうどその衝突している付近に位置しています。フィリピン海プレートは海洋プレートで密度が高いのですが、伊豆諸島から小笠原諸島にかけての火山地域については、生成されたマグマが海洋プレートの底部に付着することにより平均的な密度が下がり、本州の下に沈み込めずに衝突しています（図3）。このような特殊なプレートの配置が、富士山の特殊なものにしている可能性があります。

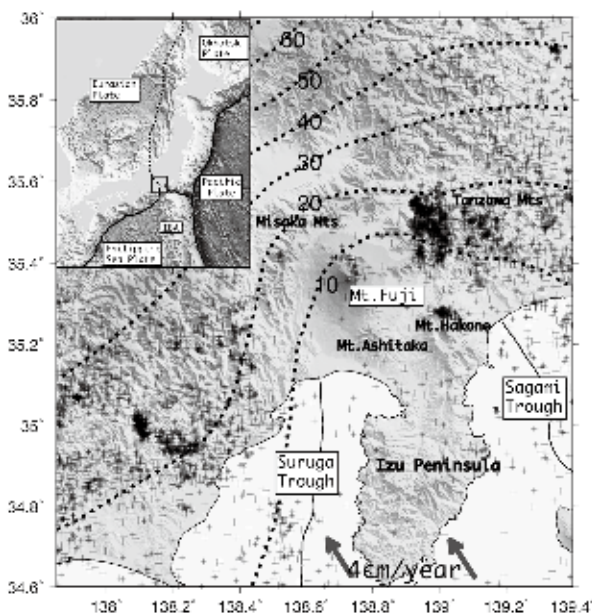


図3 富士山周辺のプレートの配置。左上に日本列島周辺のプレートの配置を。フィリピン海プレートと日本列島との境界を実線で示し、沈み込んだフィリピン海プレートの推定される深さを点線で示す。Kinoshita et al. (2015)より抜粋。

富士山の応力場

このような背景を踏まえて、富士山にかかる力（応力）について考えてみましょう。富士山では伊豆半島北端でのフィリピン海プレートの衝突のために、北西—南東方向に圧縮応力がかかっています。このことは、周囲で発生する地震のメカニズム（断層の走向やすべり方向）とも調和的です。また、富士山のマグマのような低粘性のマグマは板状の形状（ダイク）で上昇するのがエネルギー的に効率が良く、さらに、富士山の場合は最小圧縮応力の方向（最も伸長的な方向）である北東—南西方向に開く向きダイクとして上昇するのが効率がよくなります。つまり、富士山の場合は北西—南東方向にのびた板状にマグマが上昇します。そのため、富士山の等高線を見ると円形ではなく、北西—南東方向にのびた楕円体のような形をしていますし、側火口は山頂の北西側と南東側に多く分布しています（図4）。つまり、将来の富士山の噴火は山頂の北東・南西側よりは北西・南東側で発生する可能性が高いということになります。

ただし、山頂付近では、必ずしも火口列が北西—南東方向に並ばず、放射状に並びます。これは、山頂付近ではプレートの衝突による北西—南東圧縮場に加えて、山体の荷重による応力場があることによるものです。

富士山の内部構造

では、ここで、富士山の内部構造を通して、上に述べた富士山の特殊性の原因を考えてみましょう。富士山の内部構造は主に地震波と電磁気的な手法を用いて調べられてきました。岩石は圧力が加わると地震波の伝搬速度が速くなります。ですので、深部に行けば行くほど地震波速度が速くなります。そのほかに、水やマグマが存在すると地震波速度が遅くなります。ですので、地震波速度の空間分布を調べることによって、火山の内部のマグマだまりの場

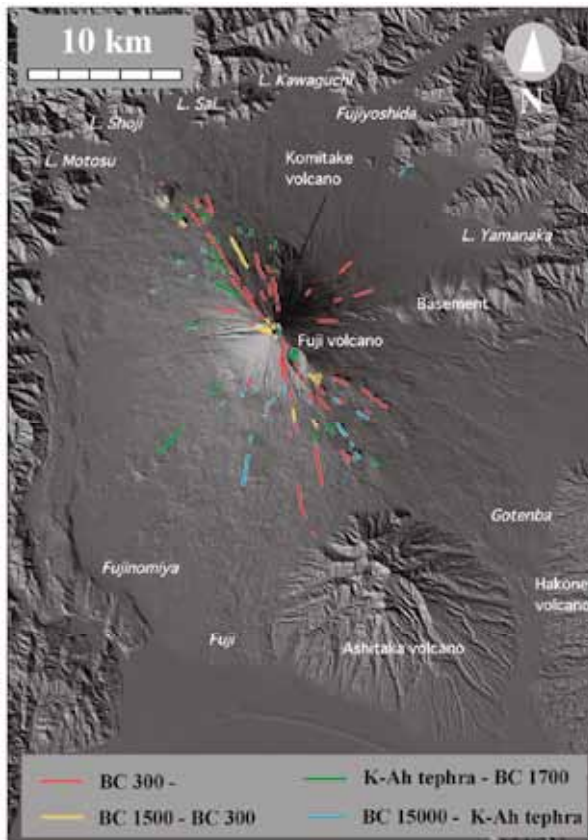


図 4 富士山周辺の紀元前 15000 年前より新しい噴火割れ目の分布。古い噴火割れ目は青や緑で、紀元前 1500 年より新しい噴火割れ目は黄色で、紀元前 300 年より新しい噴火割れ目は赤で記している。高田・他 (2007) より抜粋。

所などを見つけることができるのです。人間が観測点を設置できるのは地上もしくは地下ごく浅い場所だけですので、地下を伝わって来る地震波を観測することにより地下構造を推定するということとなります。それはあたかも、CT スキャンによって人間の脳の内部構造をみるのと似ています。

岩石学的証拠から、富士山のマグマだまりは 20km 付近の深さにあるとされていますが、地震波の観測からは深さ 13-25 km 付近の広い範囲で地震波の低速度領域が見つかりました (図 5)。この低速度領域はマグマだまりの存在によるものと考えられます。最近の研究からは、富士山直下のこのような低速度領域は水平距離約 40 km にわたって存在することが明らかにされ、富士山のマグマだまりは大きいのではないかと推測されます。なお、富士

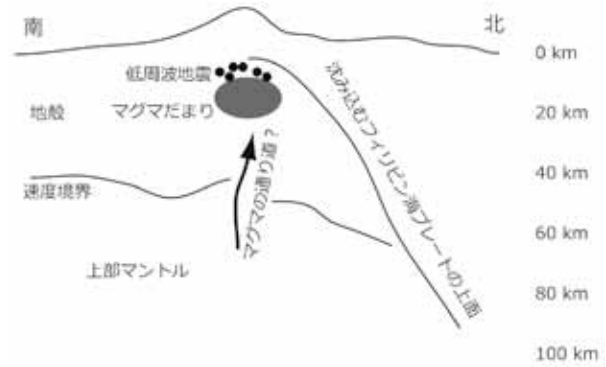


図 5 地震観測によって明らかになった富士山の南北断面の地下構造の概念図。Kinoshita et al. (2015)を改変。

山では低周波地震が深さ 10-15 km で発生しますが、この低周波地震はマグマだまりの上端で発生していると思われます。

岩石に亀裂が入っている場合や岩石にかかる応力が方向によって異なる場合、地震波伝搬速度は伝搬方向によって異なります。これを地震波速度の異方性といいます。地球の岩石は深部ほど地震波速度が大きくなることを上で述べましたが、これは深部の岩石にはより大きな圧縮応力がかかっているためです。似たように、応力場に方位依存性がある場合、圧縮応力場の方向に伝わる地震波は速く伝わることになります。また、岩石に方向のそろった亀裂がある場合、地震波は亀裂に平行な方向により速く伝わります。富士山の浅部 (10 km 以浅) でも地震波速度の異方性があり、山頂の近くでは地震波速度の速い方向が放射状に分布し、山頂から離れると、地震波は北西—南東の方向に速く伝搬します。これは、上に述べたような富士山周辺の応力場と調和的です。このことから、富士山浅部の地震波速度異方性は応力場によって支配されていることが分かります。

富士山の内部構造は電磁気的手法によっても精神的に調べられています。岩石はわずかに電気を通す物質ですが、水やマグマを含むとより電気を通しやすくなる、つまり比抵抗が下がります。そのため、地上での観測を通して電気抵抗の分布を知ること

により、地下での水やマグマの分布を知ることができます。

富士山の地下では深さ 20 km 以深で顕著な低比抵抗領域がみられます。低周波地震の発生は、この低比抵抗領域の上端付近で発生しています。このことは、富士山のマグマだまりが深さ 20 km 付近に存在し、低周波地震がマグマだまりの上端付近で発生していると解釈できます。このことは、地震学や岩石学などから得られた知見とも調和的です。電磁気探査からは、富士山頂直下の低比抵抗領域は深さ 50 km 付近まで広がっていることを示唆しますが、電磁気探査は深部構造への感度が低く、マグマだまりがどの深さにまで広がっているかについては、電磁気探査からだけでは明らかにできません。

なお、2011 年東北地方太平洋沖地震の 4 日後に富士山南西山麓でマグニチュード 5.9 の地震が発生しましたが、この領域は深さ 5 km から 15 km 前後まで低比抵抗領域になっていて、地下からの火山性ガスの通り道になっているのではないかと提唱されています。

まとめ

富士山はなぜそこにあるのか、なぜ他の日本の火山よりも大きいのか、なぜ他の多くの日本の火山と違って低粘性の玄武岩質マグマばかりを噴出しているのか、という問題は純粋に興味深いのと同時に、科学的にも重要な問題です。この問題を解くカギは特異なプレートの配置とそれに関連した地下構造にあるとの考えのもと、ここまで富士山周辺のテクトニクスや地下構造について紹介してきました。近年の研究の進展により、富士山の地下構造についての理解は格段に進みました。しかし、上に述べた疑問はまだ解決しておりません。この疑問を解決し、富士山の地下構造やマグマ供給系についてよりよく理解するためには、さらなる研究が必要です。

参考文献

Kinoshita, S. M., et al. (2015), J. Geophys. Res., 120, 3240–3254.

高田亮・他 (2007), 富士火山, 山梨県科学研究所, 183–202.

著者略歴

1973 年 横浜市生まれ

1996 年 東京大学理学部地球惑星物理学科卒業

1998 年 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻修士課程修了

2001 年 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻博士課程修了

2001-2003 年 コロンビア大学地球科学研究所博士研究員

2003-現在 東京大学地震研究所助手・助教

専門は火山測地学。

おもしろ富士山マグマ学

石橋秀巳（静岡大学理学部地球科学科）

はじめに

富士山を歩くと、そこかしこに黒～赤っぽい岩石を見ることができる（図1）。これらは富士山から噴出された“マグマ”が固まった岩石（火成岩）である。富士山は、およそ10万年前に誕生して以来、マグマを繰り返し噴出して成長してきた火山だ。この火山は国内屈指の活発さを誇り、1707年宝永噴火以降は静穏を保っているものの、過去2000年間に限っても40回以上の噴火を繰り返し^[1]、過去1万年の間に40 km³ものマグマを噴出してきた^[2]。マグマが固まった岩石には、地表にもたらされるまでにマグマが経験してきた様々な現象の痕跡が刻み込まれている。これを丹念に読み解くことで、我々は直接見ることのできない火山地下で何がおこっているかを知ることができる。著者の専門はマグマ学・岩石学で、近年、富士山の火成岩について研究を進めている。ここでは、マグマや火成岩の研究から近年、富士山についてわかってきた“おもしろいこと”を紹介したい。



図1 富士山のマグマが固まった火山噴出物。
（宝永第一火口で撮影）

富士山は何故そこにあるのか？

よくある質問に、「富士山は何故そこにあるのか？」というものがある。火山の位置が何によって決まっているかという問題は、地下深部での物質循環やマグマ発生メカニズムと密接に関連する重要なテーマであり、現在でもその知見が更新され続けている。そこでまず、マグマ発生メカニズムと火山の位置決定の仕組みについて、近年得られた知見を含めながら簡潔に説明する。

日本は、“沈み込み帯”とよばれる地域に位置する。沈み込み帯とは、海洋プレートが他のプレート下のマントル中へと沈み込んでいる場のことで、世界的に火山の集中する地域として知られる。東日本の場合、日本海溝～伊豆-小笠原海溝から太平洋プレートが沈みこんでいる。一般に沈み込み帯の火山は、100～300 kmの距離を隔てて海溝に平行に配列する“火山弧”を形成する^[3]。実際、富士山の南方には、伊豆東部火山群、伊豆大島、三宅島、伊豆鳥島、西ノ島など多数の火山が、伊豆-小笠原海溝に平行に配列して火山弧を形成している。この火山弧の位置がどうやって決まることがわかれば、「富士山は何故そこにあるのか？」を理解できるだろう。一般に火山は、マグマ発生場の直上の地表に形成される。地震学的な研究から、この火山弧の地下約140±30 kmには、沈み込んだ太平洋プレートの上面が存在することがわかっている^[4]。この事実は、沈み込む太平洋プレートが火山弧の形成、そしてマグマの発生と密接に関連することを示唆している。

海洋プレートの沈み込みとマグマの発生との関

係は、基本的には以下のように理解されている。沈み込む海洋プレートを構成する岩石には、結晶構造中に H₂O を含む含水鉱物が存在する。ところが、沈み込みに従って温度圧力が上昇すると、含水鉱物は無水鉱物へと分解し、H₂O に富む流体（水溶液や含水ケイ酸塩メルト、またはそれらの超臨界流体^[5]）がプレートから放出される。放出された流体は低密度のため、やがてプレート上面から離れてマントルウェッジ（沈み込む海洋地殻と沈み込まれる地殻に挟まれた楔状のマントル部分）へと上昇していく。H₂O は岩石を溶融しやすくする性質があるので、マントルウェッジへと浸透した流体は周囲の岩石を部分的に溶融させ、（特殊な場合を除いて）玄武岩質マグマを発生する。こうして生じたマグマには、プレートから放出された流体の化学的痕跡がみられることが一般的であり、富士山のマグマも例外ではない。

火山弧のできる位置は、沈み込む海洋プレートの上面深度が約 120±40 km に達する場所の直上であることが知られている^[6]。このことから、「沈み込むプレートの上面付近から流体が放出される深さが、火山弧の位置を決める」とする説がかつて有力視されていた。しかし、近年の研究では、およそ 80~>200 km の広い深さ範囲にわたって連続的に流体が放出されることが示され^[7]、火山弧の位置決めにおいて重要でない指摘されている^[6]。現在、火山弧の位置を決める主要因として重要視されているのはマントルウェッジ中の温度構造で、その最高温度領域付近の直上に火山弧が形成されると考えられている^[6]。マントルウェッジ中の温度構造は、海洋プレートの沈み込む速度や角度によって決まるので、結局のところ、火山弧の位置を決めているのは、沈み込む海洋プレートであるといえよう。

富士山や伊豆・小笠原の火山の場合、その大まかな位置は太平洋プレートの沈み込み条件によって決まっている。したがって、「富士山は何故そこにあ

るのか？」の答えは、「太平洋プレートが（現在の条件で）沈み込むからである」ということになる。このことは、太平洋プレートが現在の運動を継続する限り、富士山の場所付近で火山活動が繰り返し起こることを暗示している。富士山はおよそ 10 万年前に活動を開始した比較的新しい火山であるが、それ以前にもこの場所では小御岳火山や先小御岳火山などの火山活動があったことが知られている^[8]。一般に、火山の寿命はおよそ数十万~100 万年とされる。100 万年後、富士山はその寿命を終えていると考えられる。しかし、そこには“ポスト富士山”というべき次世代の新しい火山がそびえていることだろう。

富士山のマグマはどこから来るのか？

一般に、マントルで形成された玄武岩質マグマは、周囲の岩石よりも低密度のため、浅部に向かって上昇していく。そして、地殻内の密度がつりあう深さで上昇を止め、マグマだまりを形成すると考えられている。富士山の地下には、複数のマグマだまりが様々な深さに存在すると考えられている。マグマだまり内では、マグマは徐々に冷やされることで鉱物を晶出・分離し、その化学組成を変化させていく（これを分化とよぶ）。富士山誕生以来、噴出されたマグマのほとんどは玄武岩質であったが、いずれも多かれ少なかれ分化しており^[9]、初生的な化学組成を維持しているものは残念ながら見つかっていない。では、富士山のマグマのうち最も未分化なものは、どの深さのマグマだまりに由来するのだろうか？

近年、マグマの熱力学的性質に関する研究が進み、マグマの化学組成や相共存関係を基に、マグマのおかれていた温度圧力条件を熱力学計算によって精度よく見積もることが可能となってきた。そこで、富士山のマグマのうち最も未分化なもの（御殿場の印野丸尾溶岩）について熱力学計算を行い、このマグマがマグマだまりに蓄積されていたときの温度圧力条件を見積もった^[10]。シミュレーションの結果

を図2に示す。印野丸尾溶岩では、玄武岩質メルト中にごく少量のかんらん石・斜長石・単斜輝石の結晶を確認でき(図3)、これらの4相が共存していたと考えられる。図2の相図と比較すると、このような条件が達成されるのは、深さが約22 km、温度が1160℃の条件である。この深さは、地球物理学的観測データから推定されるマグマだまりの深さとも矛盾しない。このマグマだまりより深部でのプロセスについては、それを記録する物質がみつかっていないため、今のところよくわかっていない。

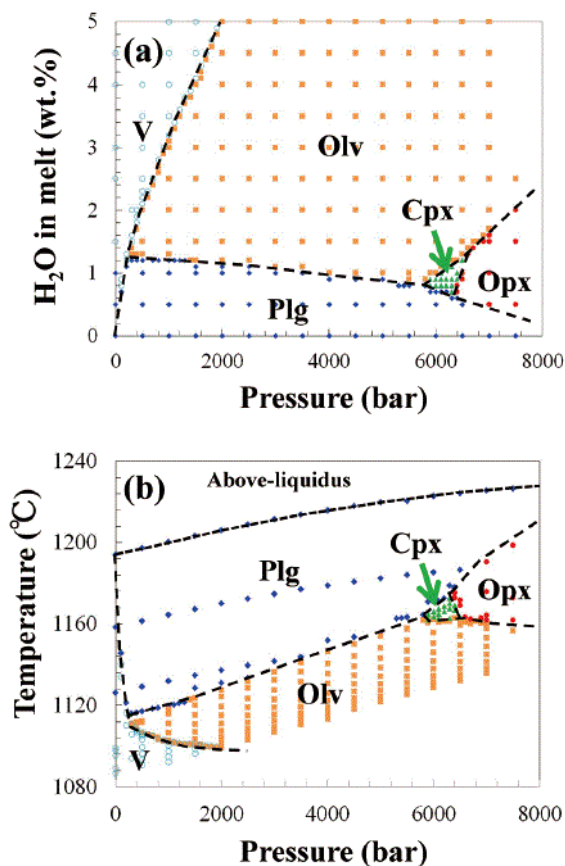


図2 複数相飽和シミュレーションによって作成した印野丸尾溶岩のリキダス相図^[10]。

富士山の玄武岩質マグマの分化メカニズム

富士山の玄武岩質マグマは、SiO₂量が51±1wt.%でほぼ一定値を示すが、他の元素(Al₂O₃やMgOなど)についてはややバリエーションを示す^[9]。この原因がわかれば、富士山のマグマだまりで何がおこっているかについての手がかりが得られ

るだろう。そこで、印野丸尾溶岩を出発物質とし、このマグマからの結晶の晶出・分離に伴うマグマの組成変化を、熱力学シミュレーションによって検討してみた^[10]

シミュレーションの結果、晶出した鉱物のすべてを分離させると、現実の組成バリエーションを再現できない一方で、斜長石のみが適度に分離し残ればうまく説明できることがわかった。斜長石は玄武岩質メルトと密度差が小さいために重力分離しにくい。このため、マグマだまり中で斜長石以外の鉱物が重力分離する中、斜長石のみが長期残留しているのかもしれない。この見方は、富士山の玄武岩中には様々な量の斜長石斑晶がみられ(図3)、中には長期にわたってマグマ中に浮遊していたらしいものも含まれる事実とも整合的である。

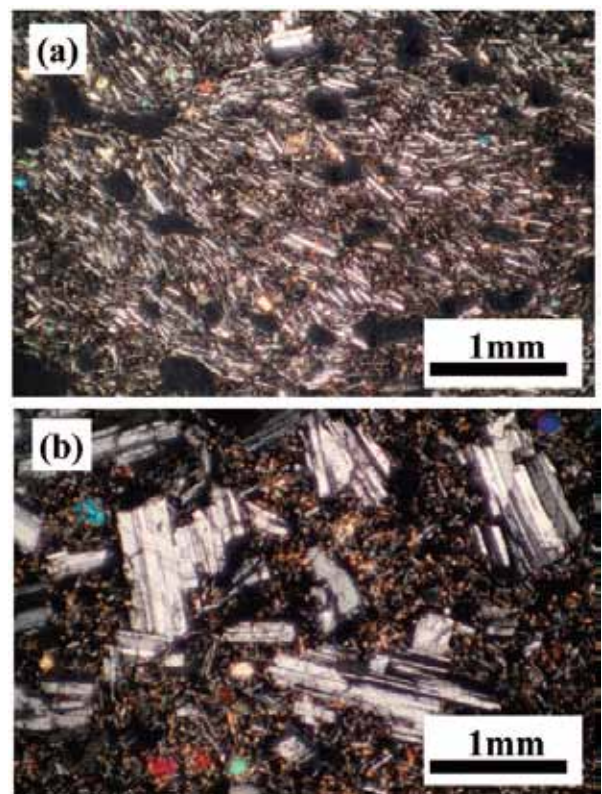


図3 富士山の玄武岩の薄片写真^[10]。(a)印野丸尾溶岩、(b)青木ヶ原溶岩

斜長石斑晶から探る富士山のマグマ供給系

先述のように斜長石斑晶は、マグマ中に長期間浮

遊し続け、その状態変化の履歴を記録し続けていると考えられる。このことから、その特徴を整理すれば、富士山のマグマ供給系の性質についての情報が得られるかもしれない。

井上ほか(2016)では、過去2200年間に富士山で噴出した玄武岩質溶岩流に含まれる斜長石斑晶を詳細に観察し、分類・分析を行った^[11]。その結果、斜長石斑晶には、単純な結晶成長で形成したものと、マグマ混合を繰り返し経験しているものが見られ、前者が斑晶の大部分を占める溶岩と、後者が多く含まれる溶岩に分けられることがわかった。さらに、溶岩のタイプと噴火口の分布を比較したところ、富士山の北東・南西麓には前者のタイプが、北西・南東麓には後者のタイプが卓越し、中央火口周辺には両タイプが産することがわかった。この結果は、富士山のマグマ供給系が異方的であることを示している。北東-南西麓のマグマでは、浅部マグマだまりの寄与が小さく、深部マグマだまりからマグマが直接上昇してくるのに対し、北西-南東麓の地下では浅部マグマだまりが持続的に存在し、深部より供給されるマグマとの混合を繰り返していると考えられる。今後、斜長石斑晶のより詳細な化学分析を行うことにより、富士山のマグマ供給系の実態が明らかになるものと期待している。



図4 富士山の斑レイ岩捕獲岩（中央の白い部分）。周囲の黒色岩は、捕獲岩を運んだマグマが固化したもの^[17]。

富士山のマグマの進化：珪長質マグマの形成

富士山誕生以来、噴出されたマグマのほとんどが玄武岩質であることは先に述べた。しかし、1707年に発生した宝永噴火では、その噴火期間の序盤において安山岩質～デイサイト質のマグマが噴出された^{[12][13][14]}。このことは、富士山地下のマグマだまりにおいて、珪長質マグマが形成されつつあることを暗示している。

富士山における安山岩質マグマ形成の痕跡は、玄武岩中のかんらん石斑晶に含まれるメルト包有物の研究から報告されている^[15]。この結果によると、安山岩質マグマは玄武岩質マグマからの鉱物の晶出・分離によって形成された。また、富士山のマグマだまり内に存在するマグマの化学組成は、時代とともに徐々にSiO₂に富むようになりつつあるらしい。

一方で、安山岩質よりSiO₂に富むマグマの痕跡は、1707年宝永噴火の際に地表にもたらされた斑レイ岩捕獲岩からみつかった。1707年宝永噴火の噴出物には、富士山のマグマが地下でゆっくり固化して形成したと考えられる斑レイ岩が外来岩片として含まれている(図4)。そして、これらの斑レイ岩を構成する鉱物の粒内および粒間にはガラスが含まれていることが報告されている^[16](図5)。一般に、斑レイ岩のような深成岩は、地下でマグマがゆっくりと冷却してできるものと考えられるのに対し、ガラスはマグマが急冷してできるものとされる。つまり、互いに対称的な熱史を経て形成すると思われる物質が、ひとつの岩石中に共存しているのである。

田中ほか(2016)では、この斑レイ岩構成鉱物とガラスの化学分析を行い、その形成過程を検討した^[17]。その結果、①斑レイ岩中に含まれるガラスはいずれも安山岩質～流紋岩質であり、玄武岩質ガラスは含まれないこと、②これらのガラスの組成バリエーションは、結晶の晶出・分離によってうまく説明

できること、③宝永噴火で噴出した安山岩質～デイサイト質マグマは、斑レイ岩中のガラスの組成範囲内に含まれること、④この斑レイ岩は、地表にもたらされる直前でも未だ完全に固化していなかったことなどがわかった。すなわち、この斑レイ岩は、安山岩質マグマが流紋岩質マグマへと分化する過程でできたものであり、今も富士山地下で存在する“生きたマグマだまり”の破片であると考えられる。

東北日本のような発達した島弧で活動する“普通の”火山は、安山岩質マグマを噴出することが多い。誕生以来 10 万年間にわたって玄武岩質マグマを噴出し続けてきた富士山であるが、その内部では安山岩質～珪長質マグマだまりが成長しつつあり、“普通の”火山へと進化しようとしているのかもしれない。

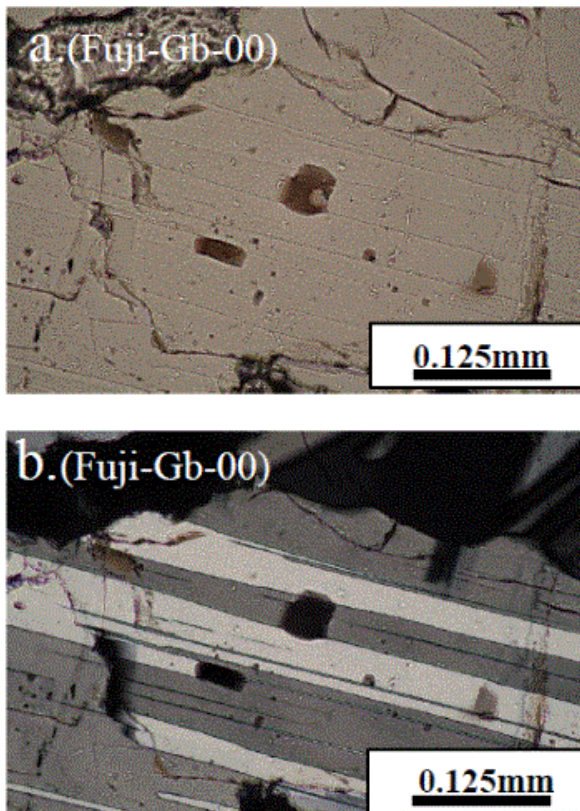


図5 斑レイ岩中の斜長石結晶に含まれるガラス包有物(茶色の部分)^[17]。(a)オープンニコル、(b)クロスニコル

富士山のマグマ研究：今後の展望

以上では、マグマや火成岩の研究から近年、富士山の(特にマグマ供給システムについて)わかってきた“おもしろいこと”を紹介してきた。一方で、ここでは紹介できなかったが、富士山のマグマ噴火プロセスについても、火山噴出物の研究からおもしろいことが明らかになりつつある。例えば、宝永噴火の玄武岩質噴出物の研究から、一連の噴火中におこった噴火様式の変化・噴火停止の原因について議論されている^[18]。また、噴出物中に含まれる斜長石斑晶の化学組成ゾーニングの分析から、噴火のトリガーがひかれてからマグマが噴出するまでのタイムスケールを見積もる試みもなされている^[19]。今後、更にマグマ・火成岩の研究が進むことで、富士山は増々おもしろい火山となっていくものと期待している。

引用文献

- [1] 高田亮ほか(2013)富士山地質図第2版(ver.1). 地質調査総合センター研究資料集, no. 592, 産総研地質調査総合センター
- [2] 宮地直道(2007)過去1万1000年間の富士火山の噴火史と噴出率、噴火規模の推移. 富士火山, p. 79-95. 山梨県環境科学研究所
- [3] H.U.シュミンケ(隅田まり、西村裕一訳)(2010)火山学. 古今書院
- [4] Hasegawa et al. (2009) Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: A review. *Gondwana Res.*, 16, 370-400
- [5] 川本竜彦(2015)マントルウェッジ流体の化学組成. *地学雑誌*, 124, 473-501
- [6] England & Katz (2010) Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. *Nature*, 467, 700-704
- [7] van Keken et al. (2011) Subduction

factory:4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. JGR, 116, B01401
[8] Yoshimoto et al. (2010) Evolution of Mount Fuji, Japan: Inference from drilling into the subaerial oldest volcano, pre-Komitake. Island Arc, 19, 470-488

[9] 高橋正樹ほか (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—. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, 38, 117-166

[10] 山田早記、石橋秀巳 (2015) 富士火山で過去 2200 年間に噴出したマグマの分化メカニズム: 熱力学的相平衡シミュレーター“PELE”を用いた検討. 静岡大学地球科学研究報告, 42, 37-49

[11] 井上智未ほか (2016) 斜長石斑晶から探る富士火山のマグマ供給系. 日本火山学会 2016 年秋季大会発表要旨.

[12] Yoshimoto et al. (2004) Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. Proc. Japan Acad., Ser. B, 80, 103-106

[13] Watanabe et al. (2006) The evolution of a chemically zoned magma chamber: The 1707 eruption of Fuji volcano, Japan.

[14] Miyaji et al. (2011) High-resolution reconstruction of the Hoei eruption (AD1707) of Fuji volcano, Japan. JVGR, 207, 113-129

[15] Kaneko et al. (2010) Crypto-magma chambers beneath Mt. Fuji. JVGR, 193, 161-170

[16] 安井真也ほか (1998) 富士火山・1707 年降下火砕堆積物中の斑れい岩質岩片の岩石学的性質とその起源. 火山, 43, 43-59

[17] 田中佑希子ほか (2016) 富士山の斑レイ岩捕獲岩に含まれるメルト包有物. 日本火山学会 2016 年秋季大会発表要旨.

[18] 天野大和ほか (2016) 富士火山宝永噴火の玄武岩質マグマ上昇過程: 斜長石マイクロライトから

の制約. 日本火山学会 2016 年秋季大会発表要旨.
[19] 有賀貴史ほか (2016) 斑晶鉱物の組成累帯構造から探る富士火山宝永噴火の噴火過程. 日本火山学会 2016 年秋季大会発表要旨.

著者略歴

1977 年 徳島県生まれ

1996 年 九州大学理学部地球惑星科学科入学

2005 年 九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻
博士後期課程修了. 博士 (理学)

2012 年 静岡大学理学部地球科学科講師

2016 年 静岡大学理学部地球科学科准教授
専門はマグマ学・岩石学。

地震波で見る富士山のマグマ溜まり

中道治久（京都大学防災研究所）

はじめに

富士山は日本のシンボルの山として世界中に知られています。富士山は、その素晴らしい景観によって古くから多くの人のこころをとらえ、日本人の精神的よりどころの一部となっています。富士山は日本で最も高い山としてよく知られていますし、もちろん日本の活火山で最も高い山です（ちなみに二番目に高い活火山は御嶽山です）。富士山はこのように背が高い山だけでなく、横幅も大きい、日本で最も大きい山です。たくさんのマグマが噴き出して出来たため山体が大きくなったのです。富士山のもう一つの特徴は、“若い”火山であることです。10万年前に噴火をし始めて現在の富士山が出来ました。このように、火山としては比較的短い期間で日本最大の山体が出来た原因は、マグマの噴出率（時間当たりの噴出量）が大きいことにあります（図1）^{*1}。

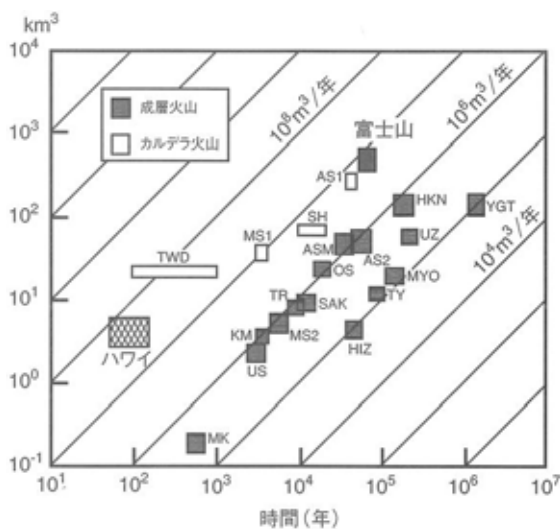


図1 日本の火山におけるマグマ噴出率の長期間平均値^{*1}。横軸はマグマの噴出時間、縦軸は噴出量。比較のためハワイのキラウエア火山の例も示した。

それでは、なぜ大きな山体を作るほどのマグマ噴出率になるのでしょうか？それは、まず富士山の下にマグマが大量にあるからだと考えますが、果たして富士山の下にマグマが大量にある証拠は見つかっているのでしょうか？そのマグマはどのようにして見ることができるのでしょうか？マグマの動きを表す地下の現象は何があるのでしょうか？これらについて講演で今まで分かっていることをお答えします。

私が富士山研究に取り組んだきっかけ

富士山をテーマにした講演なのに、なぜ桜島にいる研究者が話すのだろうと不思議に思われる方もおられるでしょう。この業界で定職を得る前であるポストドクターの時に私は富士山の研究を熱心に行っていました。そこで、私が富士山研究に取り組んだきっかけについて少し話しましょう。富士山は日本一の火山ですから、多くの研究者が昔から精力的に研究に取り組んできたフィールドだと思われるかもしれませんが、しかし、私が富士山研究に取り組み始めた15年前まではそうでもありませんでした。その理由として「長期間（数百年）噴火していないこと」そして、あまりにも山体が大きいため、きちんと調査しようとするとしても大掛かりとならざるをえないため研究者は二の足を踏んでいたことが挙げられます。前者の理由で地球物理観測研究に取り組む研究者はごく少数に限られており、後者の理由で地質調査が限定的な取り組みにとどまっていた。その状況が一変したのは2000年秋から2001年の春に発生した深部低周波地震で

す。この深部低周波地震の発生がきっかけとなって富士山がやはり噴火するポテンシャルのある火山と認識され、その噴火がそう遠くない時期にあるだろうと認識されました。ちょうどそのときに長期間噴火をしておらず、深部低周波地震が多発した岩手山をテーマに博士の学位を取得したばかりの私は、その流れで富士山の研究に取り組むことになりました。

深部低周波地震について

火山付近もしくは火山の山体の中で起こる地震のことを火山性地震と呼びます。火山性地震は波形の特徴や時間あたりの揺れの回数からいくつかの分類がなされ、その一つに低周波地震があります。火山性地震について詳しく解説している良い教科書^{*2}がありますので、詳しく知りたい方はそちらをご覧ください。おおよそ 10 km~40 km の深さにて発生する低周波地震を深部低周波地震と呼びます。深部低周波地震の発生と噴火との関係は必ずしも明確ではありませんが、例えば 1991 年ピナツボ噴

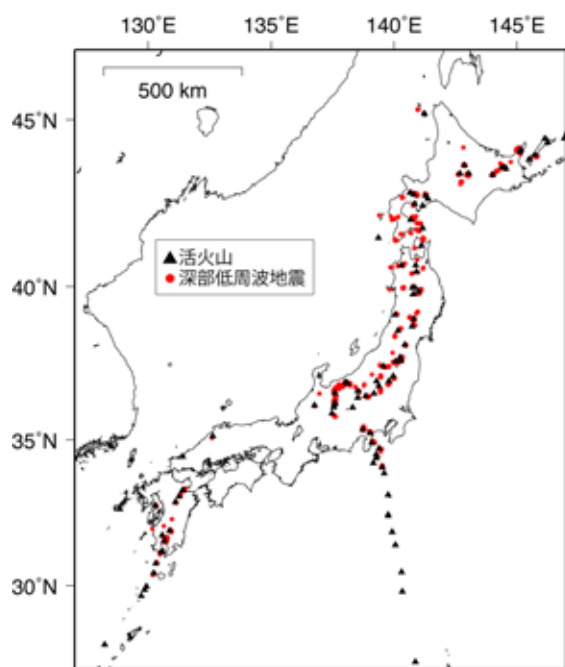


図2 日本の火山にて発生する深部低周波地震の分布。

火（火山爆発指数が最大 6 で、過去 30 年で世界最大の噴火規模です）の約 2 週間前から発生していたのは有名です^{*3}。火山深部におけるマグマの動きを反映して発生していると考えられています。日本における深部低周波地震の発生場所について図 2 に示します。このように日本のほぼ総ての活火山の下にて深部低周波地震が発生していることがわかります。そして、火山毎の発生数を比べて見ましょう。表 1 に日本の火山の深部低周波地震発生数のトップ 5^{*4}を示します。

表 1 日本の活火山の深部低周波地震数の上位 5 火山^{*4}。1997 年 10 月~2008 年 12 月における地震数。活動度ランクは火山噴火予知連絡会による過去の噴火活動に基づくランク。

順位	火山名	活動度ランク	地震数
1	富士山	B	1145
2	雌阿寒岳	B	882
3	岩手山	B	521
4	焼岳	B	490
5	桜島	A	487

ご覧の通り、日本の火山における深部低周波地震発生数においても富士山は日本一の火山です。噴火を頻繁に繰り返している桜島よりも深部低周波地震が多いのです。富士山の下にはマグマがあり、噴火する能力を十分持っているのが自然です。

地震波の伝わる速さからマグマ溜まりの場所を調べる

人間の体の内部を撮影する方法として CT スキャンがあります。これは X 線を照射し体を通り抜けた X 線の強度をもとに体内の密度の分布断面を求めるものです。CT スキャンと同様な手法で地球内部を可視化する手法の一つに地震トモグラフィー

があります。地震トモグラフィーは地表の複数の地震計で複数の地震を観測し、地震計と地震の位置と地震波の到達時刻から地球内部の地震波の伝わる速さの分布（地震波速度構造と呼びます）を求めるものです。地下の岩石の組成や温度によって地震波の伝わる速さが異なります。マグマは岩石が溶けてできた高温の流体で、液体と気体と結晶が混ざったものです。地下にマグマがある程度溜まっているとしたら、その場所を通過する地震波の速さは遅くなります。そのため、地震波の伝わる速さの低い場所を探すことが、マグマ溜まりを見つける第一歩となります。

私も参加して2002年秋から2005年春に富士山をターゲットにした高密度の地震観測を実施しました^{*5}（図3）。1990年代後半から2000年代前半にかけて日本全土の地震観測網が整備されました。そのため、私たちは30箇所に臨時の地震観測点を展開することにより容易に高密度地震観測網を構築することが出来ました。そして、地震観測データから地震波の到達時刻の読み取りを行い、地震トモグラフィーを用いて富士山の直下および周辺の地

震波速度構造を推定しました。また同じ時期の2003年秋にダイナマイト爆破の人工地震探査が行われました^{*6}。

富士山のマグマは地震波ではどのように見えるか

富士山の直下および周辺の地震波速度構造の西南西—東北東断面（図3のA-A'に該当）を図4に示します^{*7}。この断面は富士川断層帯から富士山、そして丹沢山地を横切っています。この断面は深さ30 kmを対象としています。S波速度が3.5 km/s以上の場所は丹沢から富士山にかけては深さ5 kmです。それが富士山から西側の富士川断層系の真下に向かって深くなっています。この傾向は人工地震探査^{*6}にてえられたP波速度構造と整合していて、例えば図4のP波速度5.7 km/sの等速度線（図中破線）に同様の傾向が見られます。富士山周辺のテクトニクスの情報も加味しますと、S波速度3.5 km/sより下側がフィリピン海プレートに対応していることが分かりました。図4に示す橙色の線で示した場所は人工地震探査で判明した地震波が反射する場所を示します^{*8}。反射の強い場所は太線で示してお

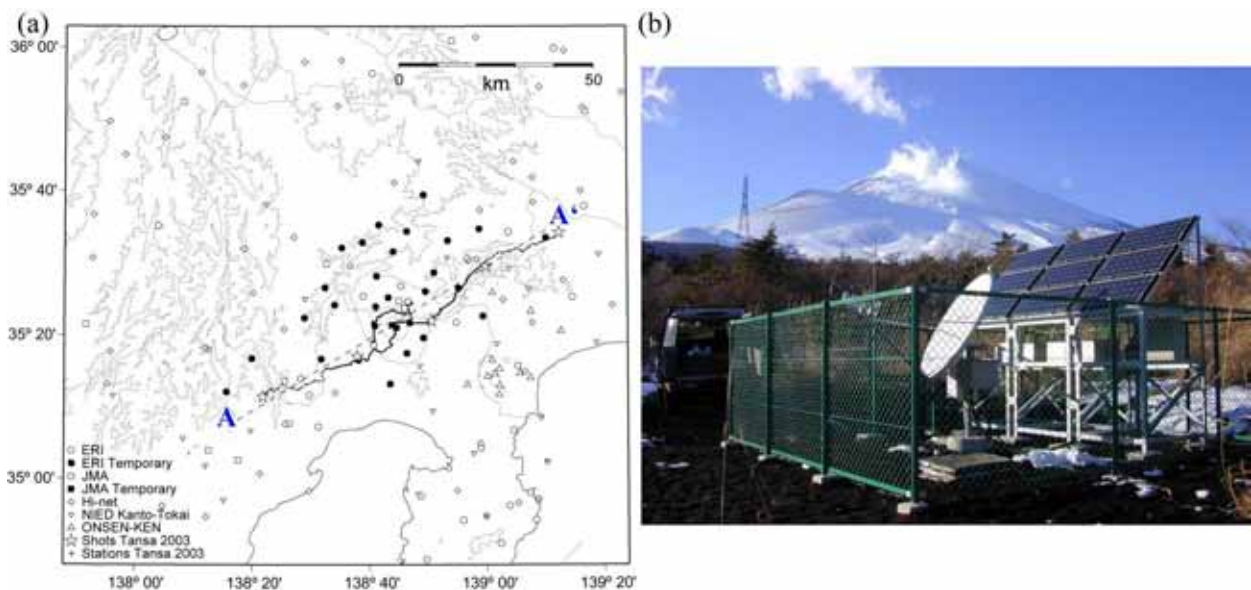


図3 (a) 富士山周辺の地震観測点配置。富士山を東南東～西南西に横切る線は人工地震探査の観測点配置。それ以外は、地震観測点で所属機関や臨時および定常の種類にてシンボルが異なる。AとA'は後述の地震波速度構造の断面の位置を表す。(b) 臨時地震観測点。太陽電池電源と衛星テレメータを使用。

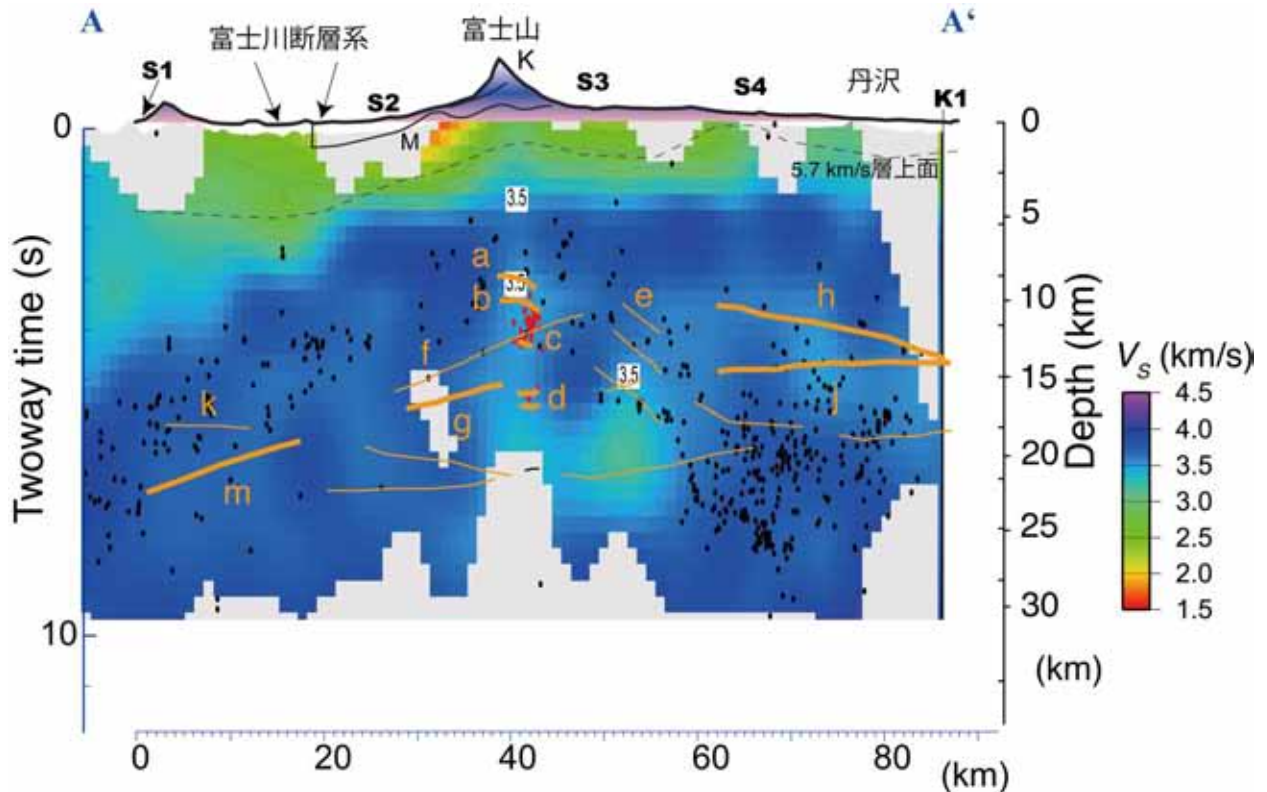


図4 富士山を横切る断面における地震波（S波）速度構造^{*7}と地震波の反射面の位置（橙色の線）^{*8}。地震波反射面ならびにP波速度等速度面（5.7 km 層上面）は人工地震探査（図2a）データ解析によるもの。赤点は深部低周波地震^{*9}で黒点はそれ以外の地震の震源を表す。

り記号m、g、h、iはフィリピン海プレート内部の地震波反射面と解釈しています。さて、本題の富士山のマグマはどこにあるかです。そこで、同じ深さでも周囲よりも地震波速度が低い場所に注目しましょう。すると、富士山の下深さ7 kmから20 kmにかけては同じ深さでも周りよりも地震波速度が低い場所です。そして富士山の下深さ20 kmのところと、そこから東に20 kmかけての深さ15 kmから25 kmかけて同じ深さでも周りよりも地震波速度が低い場所があります。地震トモグラフィにて図4に示したS波速度とともにP波速度が得られています。P波速度も同じ深さでも周囲より速度が低い場所はS波速度の低い場所とほぼ一致します。さらに、速度の低い場所に対応して地震波の反射する場所（図4のa、b、c、d、e）があります。P波速度も低くS波速度も低いこれらの場所が富士山のマグマ溜まりのある場所の候補地です。

富士山のマグマはどこに溜まっているのでしょうか？候補地から絞り込むための情報としてP波速度をS波速度で割った値（ V_p/V_s ）を使います。富士山直下の深さ7 kmから17 kmにかけての地震波速度の低い場所においては V_p/V_s は1.5から1.6です。一方、富士山の下深さ20 kmから25 kmの地震波速度の低い場所においては V_p/V_s は1.9から2.1です。岩盤の中にマグマが存在することを想定した場合の V_p/V_s の値はおおよそ1.8よりも大きくなり、すくなくとも1.7より小さくなることはありません。よって、富士山のマグマは富士山の真下の深さ20 kmのところから東に20 kmに広がる地震波速度の低い場所に溜まっていると思われます。では、富士山直下の深さ7 kmから17 kmの地震波速度の低い場所には何があるのでしょうか？詳細な理由は省略しますが、マグマから出てきた水や二酸化炭素といった揮発性物質が超臨界状

態で溜まっている可能性があります^{*7}。ただし、この場所でのマグマの存在を否定したわけではありません。富士山の噴出物の岩石学的検討からはマグマ溜まりがこの深さに存在することが指摘されています^{*10}。ですから、この場所ではマグマと揮発性物質が混在している可能性があり、今後の研究の進展によって明らかになっていくと思います。

*1 藤井敏嗣 (2001) 科学, 1595-1600.

*2 西村太志・井口正人 (2006) 日本の火山性地震と微動, 京都大学学術出版会, 242p.

*3 White, R.A. (1996) in Fire and Mud (Newhall & Punongbayan), 307-327.

*4 高橋浩晃・宮村淳一 (2009) 北海道大学地球物理学研究報告, 177-190.

*5 渡辺秀文・他 (2007) 地震研究所彙報, 195-207.

*6 及川 純・他 (2007) 地震研究所彙報, 71-94.

*7 Nakamichi et al. (2007) Journal of Geophysical Research, B03310, doi:10.1029/2005JB004161.

*8 筒井智樹・他 (2007) 物理探査, 131-144.

*9 Nakamichi et al. (2004) Earth Planets Space, e37-e40.

*10 Kaneko et al. (2010) Journal of Volcanology and Geothermal Research, 161-170.

著者略歴

1972年 富山県生まれ

2001年 東京大学地震研究所

2003年 防災科学技術研究所

2005年 名古屋大学大学院環境学研究科

2013年 京都大学防災研究所

専門は火山物理学。

日本火山学会 2016 年秋季大会（富士吉田）
日本火山学会火山防災シンポジウム ーザ・富士山を知る！！ー

編集

特定非営利活動法人日本火山学会 火山防災委員会
吉本充宏・新堀賢志

2016 年 10 月 16 日発行

〒113-0033 東京都文京区本郷 6-2-9
モンテベルデ第 2 東大前 406 号