

富士山の噴火

井田 喜明*, **, *** 菊池 愛子**** 戸田 則雄****

The Eruption of Mt. Fuji

Yoshiaki Ida*, **, *** , Aiko Kikuchi**** and Norio Toda****

富士山の特徴や噴火例について記述し、それと関連させて噴火現象のシミュレーション、巨大地震と大噴火の連動について議論する。

Key word: 富士山、応力、噴火様式、噴火現象のシミュレーション、地震と噴火の連動

1. 富士山は活火山

富士山は、秀麗な姿をもつ点で、また日本の象徴として特別な火山である。富士山で火山としての何らかの活動があればもちろんのこと、誰かが富士山の噴火の可能性について不用意な発言をするだけでも、社会はハチの巣をつついたような大騒ぎになる。そこには富士山の噴火が首都圏に大きな影響を及ぼしかねないという理由も大きく働いている。

活動的な火山では地下で微小な地震がまとまって発生することがよくある。火山性地震の群発と呼ばれるその活動は、時には噴火の前兆となるが、大抵は噴火を見ることなしに終息する。通常の活火山では、火山性地震が多少頻発しても、火山の監視にあたる気象庁や近傍の火山観測所が注目するだけで、一般の人たちはそれにほとんど関心を示さない。

だが、富士山だけは別である。2000 年に富士山の地下で火山性地震が群発した。震源は深さが 10km 付近にあり、そこでは今までに火山性地震

が何度も群発したことがある。地震の数は多少多めだったが、地震の規模は小さく、それが噴火に結びつく可能性は非常に低いと思われた。ところが、多くのマスコミがこの現象に飛びついた。著者のひとり（井田）はその頃火山噴火予知連絡会という組織の会長を勤めていたこともあり、研究室にはひっきりなしに取材の電話がかかってきて、研究もそれ以外の仕事も全く手につかなくなった。取材の電話は外国の報道関係者からもあり、日本でこんなに大騒ぎするのは富士山への信仰に関係あるのかと聞かれて、答えに窮したことを覚えている。

この騒ぎに乗じて、内閣府は富士山のハザードマップを作成するための予算をその年度の予備費から獲得した。現在では、日本の活動的な火山のほとんどでハザードマップがつけられているが、その費用は通常地方自治体が負担する。ところが、富士山についての予算は通常支出される額の何倍もあり、費用の一部はボーリング調査も含めた噴火史の研究や、観測点の増設など、通常はとてもまかないきれない事業にも使われた。結局のところ、この騒ぎで火山研究者は思わぬ利益を受けることになった。

富士山は休火山ではないかという質問をよく受ける。昔は火山を活動的な活火山、現在は噴火を休んでいる休火山、もう噴火の活力を失った死火山の 3 つに区分した。この分類はすっきりしており、火山防災にとっても有益であるが、現実には火山が噴火を休んでいるのか死んだのかを判

* アドバンスソフト株式会社 研究開発センター

Research and Development Center,
AdvanceSoft Corporation

** 東京大学 名誉教授

Professor Emeritus, The University of Tokyo

*** 兵庫県立大学 名誉教授

Professor Emeritus, University of Hyogo

**** アドバンスソフト株式会社 第 1 事業部
Computational Science and Engineering
Division I , AdvanceSoft Corporation

定する方法はほとんどない。そこで、現在はこの区分は使われなくなり、過去 1 万年間に噴火があったかどうかを基準にして、活火山であるかないかだけを判別するようになった。この基準に照らせば、富士山はもちろん活火山である。

この基準を適用して、日本には 110 の活火山が認定されている。その中には最近も活発に噴火を繰り返してよく話題になる火山から、地元でもほとんど火山と認識されていない火山まで、雑多な内容が含まれる。これでは防災上の対応もやりにくいので、過去の活動の頻度や規模から、活火山は A、B、C の 3 ランクに分類されることになった。富士山は、桜島や浅間山のような A ランクの火山よりも活動度が低いので、B ランクの活火山に分類されている。

2. 富士山の噴火の歴史

富士山は秀麗な火山の代名詞なので、きれいに整った円錐形をしていると思われがちである。現実には、図 1 の地形図に示すように、富士山の形状は山頂のまわりに対称ではなく、北西－南東方向に偏って成長しており、等高線は円ではなく扁平な楕円を描く[1]。

過去 2000 年間の大規模な噴火は、山腹に新しい割れ目ができて、そこからマグマが噴出する様式で起きた。図 1 に記された線分は主な噴火でできた割れ目の位置と長さを示す。割れ目は明らかに富士山の北西山腹と南東山腹に偏り、個々の割れ目は北西－南東に向く。マグマが選択的に北西側と南東側に噴出して累積し、火山はこの方向に張り出すように成長したのである。

このような富士山の形や割れ目の方向は、富士山が置かれた地盤の応力状態を反映する[1]。この地域の地盤は全体として北西－南東方向に押されており、割れ目はそれと垂直な面を境に両側を開いてマグマを通すのである。富士山の下にはおそらく北西－南東方向に向く割れ目のシステムがあって、そこを通過して地下からマグマが供給されて全体の形をつくる。個々の噴火も同じ向きに割れ目を開いてマグマを噴出させる。

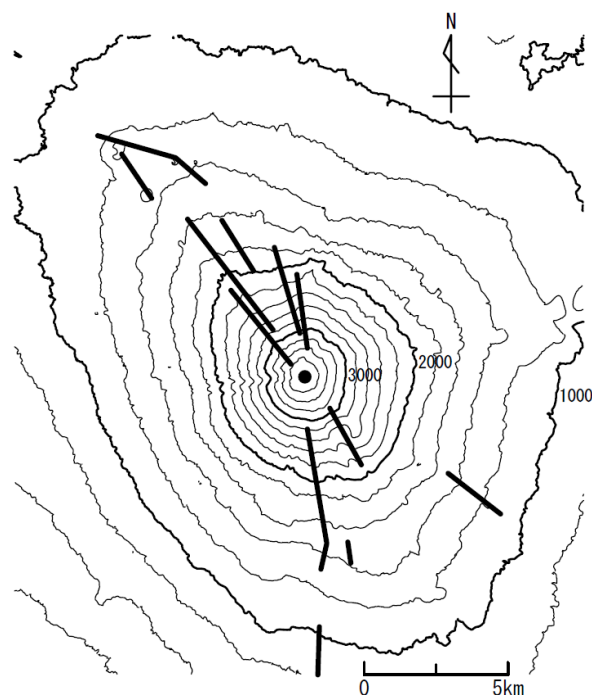


図 1 富士山の地形と噴火割れ目の分布[1]
噴火割れ目は最近 3500 年間の主な噴火について位置、方向、長さを太線で示す。

北西－南東方向の押しを特徴とする応力状態は、富士山を含む伊豆半島の周辺に広く見られる。伊豆半島は元々ずっと南にあったが、フィリピン海プレートに乗って移動してきて、本州に衝突したと考えられている。現在も本州を押し続けて、それがこの応力場の原因になっている。

富士山の表面には、活発な火山の活動を示す兆候が今はどこにも見られない。しかし、1940 年代頃までは山頂火口の一部から高温の水蒸気が噴気として噴出しており、表面付近も冷え切ってはいなかった。火口近傍には火山としての活動が最近まで見られたのである。

しかし、富士山で起きた最も新しい噴火は 1707 年の宝永の噴火までさかのぼる。この噴火は日本の歴史噴火の中でも最大級の大噴火で、噴煙は 10km をはるかに超える高さまで上がったと推定され、火山灰は偏西風に乗って東側の広い範囲に降下した(図 2)。当時の江戸にも数 cm の降灰があり、人々の生活にも大きな影響が出た。マグマは富士山の南東山腹から噴出し、その痕跡は北西から南東に連なる 3 つの大きな火口(宝永火口)として東海道新幹線の中からもはっきり識別で

きる。

富士山の噴火は主に玄武岩質のマグマを噴出する。玄武岩質マグマは粘性が相対的に低く流動性に富む。鉄分が多いために、噴出物は固化すると真っ黒に見える。このマグマは高い流動性のために一般に爆発性が低く、溶岩流として流出することが多い。宝永の噴火のように爆発的に噴煙を上げる噴火は、富士山ではむしろ例外的である。

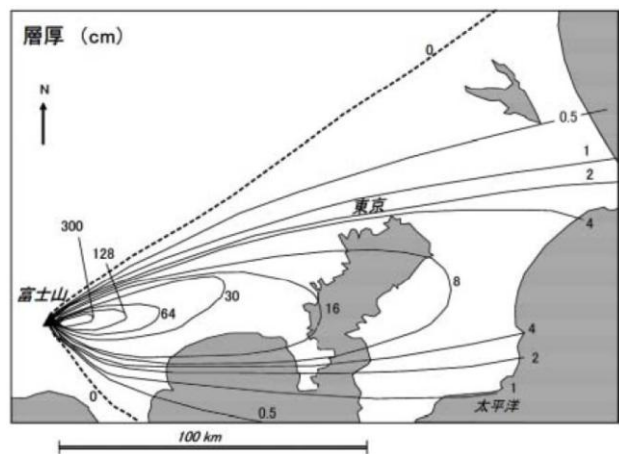


図 2 富士山の宝永の噴火（1707 年）によって生じた降灰の厚さ分布[2]。厚さの単位は cm。

歴史に記録されたもうひとつの大噴火は 864～866 年に起きた貞観の噴火である。このときは大量の溶岩が北西山腹に流れ出して広い範囲を覆った。固化した溶岩流の上には、やがて樹木が成長して樹海になった。それが青木ヶ原である。

この噴火例にも見られるように、噴火には液体状態のマグマを溶岩流として静かに流出するタイプと、マグマが粉碎されて煙状になり、噴煙や火砕流として激しく噴出するタイプがある。マグマが破碎される噴火は爆発的な噴火と呼ばれる。

2 つのタイプの中で、防災上は溶岩流を出す噴火の方がずっと対応しやすい。溶岩流は地形の低い側に流れるので、地形図から危険の及ぶ範囲が予測できる。流下にも時間がかかるので、被災を避けて逃げることができ、溶岩流で人命が失われることは稀である。しかし、溶岩流に襲われる建造物や田畑はほぼ完全に破壊される。

爆発的な噴火の方は、噴火様式が多様なので、災害も色々な形で起こる。マグマの噴出点の近傍

には噴石が砲弾のように飛んできて、その直撃を受けると人命も失われる。もっと危険なのは、破碎されたマグマの破片が空気と混ざって雲のような形状で山腹を流下する火砕流である。火砕流は高温で殺傷能力が強く、時速 100 km もの高速で襲ってくるので、接近に気づいても逃げるのが困難である。歴史には、都市が火砕流に襲われて 1 万人以上の死者が出た記録が残されている。

爆発的な噴火のもうひとつの特徴は、宝永の噴火で見られたように、火山灰が広範囲に降下することである。富士山の噴火が社会的に大きな関心と呼ぶのは、降灰が首都東京に及んで交通や通信、政治や経済活動、社会生活に大混乱をもたらす恐れがあるからである。

3. 噴火現象のシミュレーション

噴火現象を理解し、それを支配する諸条件を解明する上で、コンピューターを用いた数値シミュレーションは有力な手段である。シミュレーションによって噴火現象の予測が可能になれば、それは火山防災の強力な武器になる。

マグマが地表に噴出して災害の原因となる様々な現象を引き起こすのが噴火であるが、それに先立って地下ではマグマが蓄積して地表に上昇する準備過程が進行する。噴火現象のシミュレーションは、地下におけるマグマの蓄積から地表への噴出までを統一的に記述するのが理想であるが、現状ではこのような一貫したシミュレーションをするには噴火に関する理解や計算技術が不十分である。そこで、地下のマグマ活動と地上の噴火現象は、適当な初期条件や境界条件でつないで別々に取り扱うのが普通である。

地下のマグマの状態は直接観察できないが、各種の観測事実に理論的な考察を加えて大まかな描像はできている。それによると、地下深部から供給されるマグマは 10 km 前後の深さで浮力を失い、マグマだまりをつくって蓄積される。蓄積が十分に進むと、圧力の増加などが原因となって、マグマは地表に向けて再度上昇を開始して噴火を起こす。このような過程を経るために噴火の発生は間欠的になる。噴火に向けたマグマの動きが

具体的に地下のどのような条件を満たしたときに始まるのかは、噴火予知にとって重要な問題だが、まだ予測に役立つほど詳細には分かっていない。

マグマには水蒸気などの揮発性成分が質量にして数%程度含まれており、マグマが地表に近づくとその役割が重要になる。上昇につれてマグマに加わる圧力が下がるので、揮発性成分の溶解度が下がり、それまで溶解していた揮発性成分が順次気泡として析出するのである。気泡は液体マグマよりずっと圧縮性が高いので、上昇に伴う減圧で著しく膨張する。そのためにマグマ全体が膨張して上昇は加速される。

この状態でマグマが上昇を更に続けると、気泡はマグマ全体の体積の主要な部分を占めるようになり、気泡を囲むマグマの液体部分は膨張に耐えきれずに破碎されてしまう。破碎された液体マグマは大小の破片となり、気体中に粒子として浮遊する状態になる。マグマは気泡流から噴霧流に転移し、マグマ全体の枠組みを支えるのは液体マグマから水蒸気などの気体になる。

しかし、上昇途中で気体成分がマグマから多量に逃げ出すと、マグマは破碎されずに地表まで気泡流の状態に到達する。マグマが気泡流として地表に流出するのが溶岩であり、マグマが破碎されて噴霧流の状態に激しく噴出するのが爆発的な噴火である。噴火がこのどちらのタイプになるかを決定するのは、上昇途中で気体成分がどの程度抜けるかである。

噴火のダイプに関するシミュレーションは、マグマ上昇流に定常性を仮定して解析されることが多かった[3]が、ここでは噴火の非定常な時間経過をたどる計算例を示す[4]。このモデルでは、各深さでのマグマの流れは1次元の管路系で表現される。また、マグマ中で揮発性成分が水平方向に移動する効果は浸透流で表現され、その移動し易さは浸透率に比例する無次元パラメータ D で定式化される。

図3は溶岩が流出する場合（左）と噴霧流が噴出する場合（右）について、マグマの上昇や噴出がどのように起こり（上段）、深さに対する圧力

の分布（中段）と揮発性成分の体積比の分布（下段）が無次元の時間 t とともにどう変わるかを計算した例である[4]。両方の場合ともマグマ上端の位置 z_m は加速しながら地表に達して噴火を導く。爆発的な噴火の場合（右）は、気泡流と噴霧流の境界の位置（同じ z_m で表す）は噴火後急速に深まり、圧力の分布は境界の位置で折れ曲がる。揮発性成分の体積比率 ψ は上昇とともに増大し、噴火発生時には地表付近で1に近づく。すなわち、噴霧流マグマの体積は噴出時にはほとんどが気体で占められる。

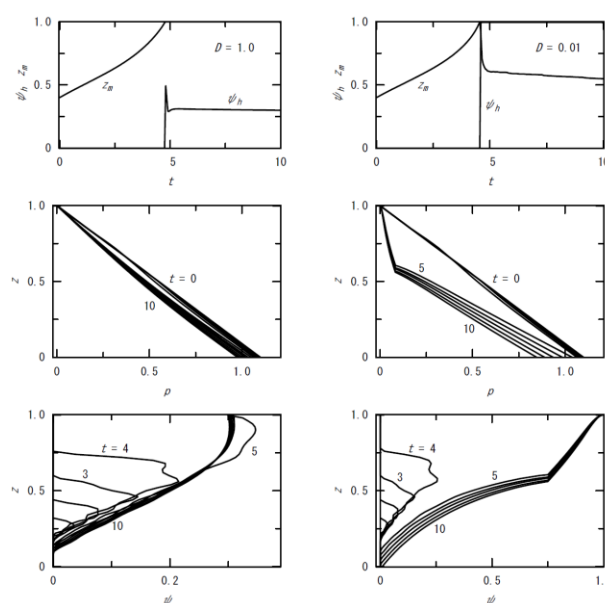


図3 マグマの上昇と噴火過程のシミュレーション[4]
左は溶岩流が流出する場合、右は噴霧流が爆発的に噴出する場合である。上段はマグマ最上部の位置と気泡流と噴霧流の境界の位置（ともに z_m で表す）が時間 t とともにどう変わるかを示す。中段は圧力 p の分布、下段は揮発性成分の体積比率 ψ の分布を時間とともに追跡する。時間、空間、圧力は適当に無次元化されている。 D は浸透流による気体成分の移動し易さを表現する無次元数である。

火口からのマグマの噴出速度は噴火開始時が特に大きく、その後減少する。図4は爆発的な噴火についての噴出速度の計算結果を1991年にフィリピンで発生したピナツボ噴火の実例と比較したものである[4]。噴出速度は基本的には時間と

ともに減少するが、2 番目のピークも見られる。シミュレーションの結果から判断すると、最初のピークは噴火前に地下で生じたマグマの圧力の高まりに、2 番目のピークは噴火開始後に破碎が起こる位置が深まることに対応する。

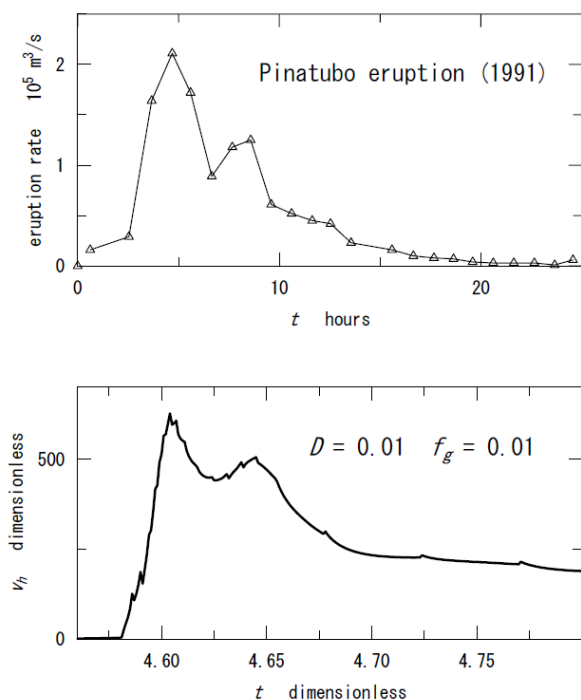


図 4 マグマの噴出速度の時間変化[4]

爆発的噴火についてのシミュレーション結果（下）を 1991 年にフィリッピンで発生したピナツボ噴火の実測（上）と比較する。

さて、噴火後に地表で発生する現象のシミュレーションに話を移そう。溶岩流は重力下の液体の流れなので、流路は火山の地形から大体予測できる。シミュレーションに求められるのは、溶岩流がどのくらいの時間をかけてどこまで流れるかを予測することである。マグマの噴出速度が与えられたときに、溶岩流の拡大速度と流下範囲を決めるのはマグマの粘性と固化である。両方とも温度に強く依存するので、溶岩流の流下過程の予測には流体力学的な解析に冷却を記述する熱的な考察を加える必要がある。このようなシミュレーションは実行可能で、富士山の溶岩流に対するハザードマップもシミュレーションに基づいてつくられている[2]。

爆発的な噴火は溶岩流よりも解析が難しい。噴

出時の勢いで噴霧流が上昇できる高さは数百 m 程度に限られるので、それより高く上昇する噴煙はマグマの破片が保有する熱を上昇の原動力にする。噴煙は周囲から渦を巻きながら空気を取り込み、それを暖め膨張させて浮力を獲得するのである。火山灰などのマグマの破片は混入物として噴煙を重くするから、それに打ち勝つ浮力を獲得できるかどうかで、上昇を継続できるかが決まる。十分な浮力が獲得できない場合には、噴霧流は噴出後に火砕流となって山腹を流下する。

噴煙の解析には定常モデルに基づく解析解がよく使われてきた[5]。その解析では、周囲から取り込む空気の量は、乱流ジェットなどの実験結果を参考にして、噴煙の上昇速度に比例すると仮定される。この現象論的な仮定を避けるには、噴煙と周辺大気との乱流混合を考慮する 3 次元的な流体解析が必要になる。このような噴煙の本格的なシミュレーションは最近 10 年間に可能になってきた[6][7]。しかし、3 次元の流体計算は現状では計算負荷が大きすぎて多くの事例に簡単には適用できない。火山の周辺で降灰の時刻や量を予測する実用的な目的には、現象論的なモデルで表現された噴煙の状態を、天気予報に用いる風の予測に合わせて流す手法が採用される[8]。

4. 巨大地震と巨大噴火の連動

富士山の宝永の噴火（1707 年）の 1 月半ほど前には宝永の大地震が起きた[9]。その事実を重視して、富士山の宝永噴火は南海トラフ沿いの巨大地震に誘発されたと考える研究者が少なくない。宝永の大地震はマグニチュード 8.6 の巨大地震で、震源となった断層は伊豆半島に隣接する駿河トラフから四国沖の南海トラフまで長い距離に及んだ。

噴火の準備がほとんど完了したマグマは不安定な状態に置かれていて、環境のわずかな変化に刺激を受けて噴火に向けた上昇を始める可能性がある。噴火を誘発するのが巨大地震だとしたら、刺激として働くのは応力の変化である。例えば、地震によってマグマだまりに加わる圧力が増加すれば、マグマを絞り出す作用が増大して、それ

が噴火開始のきっかけになりうる。逆にマグマに加わる圧力が下がれば、マグマ中の揮発性成分の発泡が促進されて、やはり噴火が誘発される可能性がある。

ただし、噴火が周辺の巨大地震に本当に誘発されるかどうかは、過去の発生事例を見ても明確には結論づけられない。日本などの島弧地域では、地震も噴火もかなり高い頻度で起こるので、大噴火の前をたどると巨大地震が見つかることは少なくない。しかし、宝永の地震と宝永の噴火のようにふたつが近接して並ぶ事例は余り多くなく、地震と噴火の時間間隔には大きなばらつきがある。そこで、巨大地震と巨大噴火の間に有意な相関があると証明するのは統計的には難しい。

しかし、広い意味での火山活動が巨大地震の発生に影響を受けることは間違いない。例えば、2011 年 3 月 11 日に東北地方太平洋沖地震（マグニチュード 9.0）が起きたときは、その後数日間に岩手山、秋田焼山、秋田駒ヶ岳など日本列島の 10 以上の火山で火山性地震の活動が一斉に高まった。これらの火山はいずれも巨大地震発生前は静穏な状態にあったから、この活動の高まりは偶然ではない。火山性地震の発生はいずれの火山でも噴火には結びつかなかったが、火山が応力変化に反応した事実は動かし難い。火山の地下は地盤の強度が相対的に弱いので変形が集中し易く、火山は地盤の応力変化に特に敏感なのである。

富士山では東北沖の巨大地震の 4 日後（3 月 15 日）にマグニチュード 6.4 の地震が南西山腹で発生した。他の火山で誘発された火山性地震はそれよりはるかに規模が小さかったから、富士山の地震は特異なものであった。類似な規模の地震は 3 月 12 日に長野県北部と青森県の日本海沖で見られた[9]。このふたつの地震が起きた場所はいずれも火山地帯ではないから、富士山の地震も純粋に力学的な作用で誘発されたと考える方が自然かもしれない。

東北沖の巨大地震のために富士山にどんな応力変化が生じたかを計算して、更に定量的な議論が進められた[10][11]。計算に用いられたのは、有限要素法による構造解析プログラム Front

STR を基礎にして、断層すべりで生じた粘弾性変形を計算するために弊社で独自に開発したプログラムである[12]。

この計算で、弾性定数は地震波速度の 3 次元的な分布から決められ、地殻下のマントルは 10^{20} Pa.s の粘性率をもつ粘弾性体だと仮定した。東北地方太平洋沖地震を起こした断層とすべり量は国土地理院が陸上の GPS データから決めたものを用いた。富士山の周辺ではメッシュ間隔を細かくし、表層地形も考慮した。山頂直下の深さ 15km の位置には半径 3 km の球状のマグマだまりがあり、そこは玄武岩質マグマの体積弾性率をもつ液体マグマで満たされているものと仮定した。

東北地方太平洋沖地震の結果として富士山周辺に加わった最大主応力の計算結果を、富士山の山頂を通る南北断面で見たのが図 5 である。最大主応力はこの面とほぼ垂直な方向で生じている。図の(a)は巨大地震直後の応力変化、(b)はその後 10 年間にマントルの粘弾性で緩和された効果を含めた応力変化である。

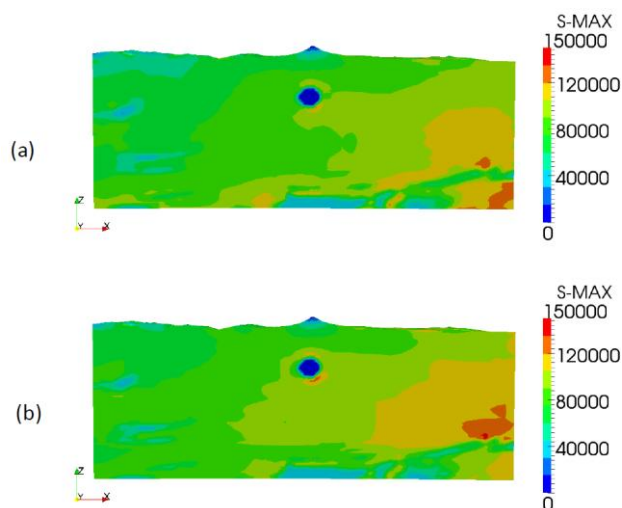


図 5 東北地方太平洋沖地震（2011 年 3 月 11 日）の結果として富士山周辺に生じた最大主応力の変化。スケールの値は Pa である。富士山の山頂を通る南北断面で見たもので、最大主応力はこの面とほぼ垂直な方向で生じている。(a)は巨大地震直後の変化、(b)はその後 10 年間にマントルの粘弾性（粘性率 10^{20} Pa.s）で緩和された効果を含めた変化である。

図 5 の計算結果を見ると、東北沖の巨大地震のために、富士山の地下では全体として約 1 気圧 (10^5 Pa) 程度の張力の増加があった。このような張力の増大があれば、マグマが割れ目を進展させながら上昇するのを助けて、噴火のきっかけになる可能性がある。割れ目は北西―南東方向に垂直な面に沿って進展するだろうが、そこでも面に垂直な張力は高まったはずである。現実には、この巨大地震後に富士山の火山活動に顕著な変化は観測されていない[10]から、噴火の準備は十分に整っていなかったものと推測される。マン托ルの粘弾性流動のために応力分布は次第にならされていくが、図 5 によると液体マグマだまりの周辺では応力がむしろ高まるのが注目される。

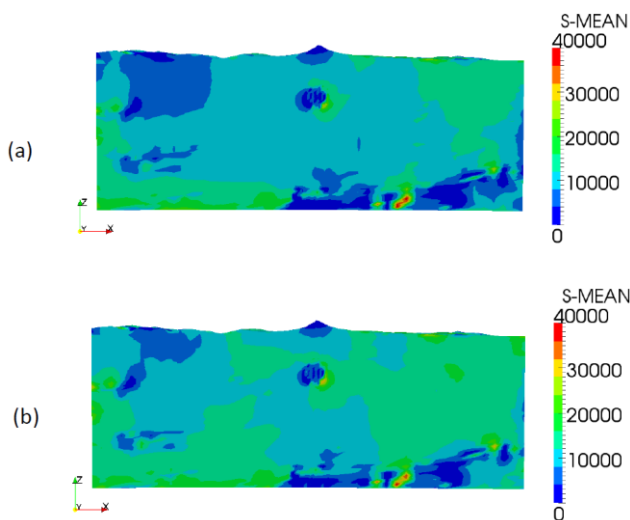


図 6 東北地方太平洋沖地震 (2011 年 3 月 11 日) の結果として富士山周辺に生じた平均主応力 (圧力の符号を変えたもの) の変化

富士山の山頂を通る南北断面で見たもの。(a)は巨大地震直後の変化、(b)はその後 10 年間にマン托ルの粘弾性 (粘性率 10^{20} Pa.s) で緩和された効果を含めた変化である。

図 6 はこの巨大地震による圧力の変化を示す。変化の方向は減圧で、その大きさは 0.1 気圧程度である。マグマが富士山浅部に存在すれば、この圧力変化は発泡の原因となりうるが、それを示す兆候も観測されなかったから、活動的なマグマは富士山の浅部まで上昇してきてはいなかったのだろう。

以上のことから、東北沖の巨大地震による応力変化は、富士山では 4 日後に中規模の地震を誘発したものの、影響は力学的なものに留まり、マグマの活動が刺激されることはなかったようだ。震源が富士山からかなり離れていたために、応力変化はそれほど大きくはなかったが、通常のゆらぎの範囲は明らかに超えていた。噴火に至らなかったのは、マグマの側に噴火の準備ができていなかったせいだろう。

参考文献

- [1] Y. Ida, "Dependence of volcanic systems on tectonic stress conditions as revealed by features of volcanoes near Izu peninsula, Japan", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 181 (2009), pp35-46.
- [2] 中央防災会議, 富士山火山防災協議会, <http://www.bousai.go.jp/fijisan-kyougikai/>
- [3] A. W. Woods and T. Koyaguchi, "Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas", *Nature* (1994), pp641-644.
- [4] Y. Ida, "Computer simulation of time-dependent magma ascent processes involving bubbly and gassy flows ", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 196 (2010), pp45-56.
- [5] A. W. Woods and J. Kienle, "The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: Theory and observations from the April 15 and April 21, 1991 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62 (1994) pp273-299.
- [6] Y. Suzuki, T. Koyaguchi, M. Ogawa and I. Hachisu, "A numerical study of turbulent mixing in eruption clouds using a three-dimensional fluid dynamics model", *J. Geophys. Res.*, 110 (2005), doi:10.1029/2004JB003460.
- [7] T. E. Ongaro, C. Cavazzoni, G. Erbacci, A. Neri, M. V. Salvetti, "A parallel multiphase

- flow code for the 3D simulation of explosive volcanic eruptions", *Parallel Comput.*, 33 (2007), pp541-560.
- [8] 新堀 敏基, 相川 百合, 福井 敬一, 橋本 明弘, 清野 直子, 山里 平, “火山灰移流拡散モデルによる量的降灰予測: 2009 年浅間山噴火の事例”, 気象研究所研究報告, 61 (2010), pp13-29.
- [9] 井田 喜明, “地震予知と噴火予知”, 筑摩書房, 253pp. , (2012).
- [10] 藤田 英輔, 小園 誠史, 小澤 拓, 上田 英樹, 河野 裕希, 吉岡 祥一, 戸田 則雄, 菊池 愛子, 井田 喜明, “東北地方太平洋沖地震による富士山影響評価”, 秋季火山学会講演, (2012).
- [11] E. Fujita, S. Kozono, T. Ozawa, H. Ueda, Y. Kono, S. Yoshioka, N. Toda, A. Kikuchi, Y. Ida, "Stress field change around Mt Fuji by Tohoku Megathrust Earthquake", *Bull. Volcanol.*, in press (2012).
- [12] 菊池 愛子, 井田 喜明, 戸田 則雄, “巨大地震による地殻変動の解析”, *アドバンスシミュレーション* Vol.14 (本号) , (2012).