

箱根火山の地震活動（1990年～2007年）とその発生機構

Seismicity at Hakone Volcano (1990-2007) and its Seismo Mechanism

棚田俊收¹⁾

Toshikazu TANADA¹⁾

Abstract. The seismic activity of the Hakone volcano from 1990 to 2007 changed before and after the 2001 earthquake swarm. During and after the 2001 earthquake swarm, many shallower and small earthquakes occurred beneath Oowakidani emitting gas area.

Focal mechanism solutions of P wave radiation pattern showed that (1) a tension stress field extended for north direction rise from the deep part (about 9km) of Mt. Komagatake to the shallow part (about 2km) of Oowakidani and (2) there was a horizontal stress field in shallower area (about 1km) beneath Oowakidani and Mt. Komagatake.

Key words: Hakone volcano, seismicity, fault mechanism, earthquake swarm, thermal water

1. はじめに

神奈川県温泉地学研究所（以降当所と記す）では、1960年以来、箱根火山地域に地震計を設置し、火山活動を把握してきた。観測開始から1988年までは、観測機器の維持や記録紙の交換などの多くの努力が先人たちによってなされてきた（平賀，1987；温泉地学研究所，1992）。その後、ボアホール型地震・傾斜計等の最新機器を導入し、テレメータ方式によるデータ一括集中処理する体制を1989年に整備した。その結果、火山活動の観測能力は飛躍的に高まった（温泉地学研究所，1999）。

本報告では、著者が火山学会や地震学会で発表した箱根火山の震源分布やメカニズム解をもとに、箱根火山における地震活動とその発生機構について述べる。なお、地震活動については、テレメータ観測が始まった1990年1月から2007年12月末までのデータを用いた。

2. 温泉地学研究所の地震観測

箱根カルデラ内には地震計観測施設が6ヶ所 [駒ヶ岳 (KOM)、湖尻 (KZR)、小塚山 (KZY)、大涌谷 (OWD)、元

箱根 (MOT)、金時 (KIN)] あり、そのうちの3ヶ所 [駒ヶ岳 (KOM)、湖尻 (KZR)、小塚山 (KZY)] にはボアホール型地震・傾斜計が深さ約100mに据え付けられている。これらの6観測施設では、テレメータ方式が始まった1989年以来地震計の種類および感度、増幅率の変更はおこなっていない。そのため、カルデラ内の地震検知能力は過去18年間ほぼ一定と考えて良い。

カルデラ外の外輪山および周辺においては、地震観測能力の向上を目指し、地震・傾斜計観測施設 [裾野 (SSN)、塔の峰 (TNM)、湯河原 (YGW)] を1993年までに増強すると同時に近隣の他機関観測点とのデータ交換に努めてきた（伊東ほか，1990；温泉地学研究所，1999）。

震源決定は、上記の4観測点以上で観測されたP波やS波の到達時刻をもとに、最小二乗法による逐次近似で求めている。震源決定に用いている速度構造は、平賀（1987）の丹沢水平層構造モデルである。

震源決定精度の不確かさは、棚田（1999）が予測解析法を用いて評価した。その結果によると、震源決定精度は観測網内で発生した深さ10km地震に対してはXYZ方向に1km程度、周辺部では数km程度であった。地震の規模に対する震源検知能力は、箱根火山でマグニチュード0程度、その周辺部でマグニチュード1程度と求まった。

1) 神奈川県温泉地学研究所
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田586
Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture
586 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
棚田俊收 ; tanada@onken.odawara.kanagawa.jp

3. 箱根火山の地震活動

1990年1月から2007年12月末までの18年間における箱根火山における地震活動について報告する。まず、図2は当所が決定した月別地震発生回数分布図である。図からわかるように、2001年頃を境として、箱根火山における活動度は変化する。そこで、この章では、2001年の前後の震源分布と活動状況の特徴を記すこととする。なお、地震の深さは10km以浅とし、そのマグニチュードは0以上のみを取り扱った。

3.1 1990年1月から2000年末までの地震活動(図3)

この11年間に群発地震活動は43回起こったことがわかっている(伊東・棚田, 1999)。群発地震活動期間は数日程度で、地震数もほとんどが100回以下であった。群発地震活動中の最大マグニチュードは2クラス程度と小規模であった。このような活動は駒ヶ岳南西麓を中心として発生しており、平賀(1987)が指摘してきたような大涌谷噴気地帯での群発地震はこの期間中には無かった。

一方、1994年10月25日マグニチュード4.8の地震が発生した(伊東ほか, 1995)。発生場所はカルデラ南縁の箱根峠付近で、北伊豆断層系とカルデラ縁の交差したところに当たる。本震の深さは6kmと浅かった。メカニズム解は初動の押し引き分布や波形解析から北西-南東圧縮の左横ずれ断層型と決まっている。断層面はほぼ垂直で、南北方向の走向をもち、余震分布とも調和的である(菊池, 1994; 伊東ほか, 1995)。

この付近の地震活動は中央火口丘直下の活動に比べ低く、年間10回以下の発生回数であった。ところが、

同年10月22日02時頃から活動がやや高まり、10月25日には本震、その後余震活動が1箇月程度続いた(前震-本震-余震型)。

発生様式やメカニズム解を考慮すると、この活動は火山性地震と言うよりも、北伊豆断層系断層の末端の一部がずれた構造性的地震と考えるほうが適切である。なお、この本震のマグニチュード4.8は1990年から2007年末の18年間において、箱根火山における最大の値であった。

11年間の震源分布の特徴を次にまとめておく。(1)震源は箱根カルデラ内の東経139.05度(139度3分)より西側で発生している。(2)主な地震活動域は、駒ヶ岳から神山、早雲山などが連なる中央火口丘直下と中央火口丘を取り囲むカルデラ縁辺に分類できる。さらに詳細に分けるならばカルデラ縁の地震活動は、北域(明神ヶ岳~金時山~丸岳)、西域(丸岳~湖尻峠~三国山)と南域(三国山~箱根峠~大観山)の3地域に偏って発生している。(3)地震の深さは、中央火口丘直下で-1kmから6kmに、カルデラ縁の北と西域で-1kmから6km、南域では0kmから9kmとやや異なっている。(4)台ヶ岳から丸岳との間に北西-南東方向の配列と駒ヶ岳から山伏峠方向に北東-南西配列が見える。深さは両配列とも-1kmから7kmである。

3.2 2001年の地震活動

平賀(1987)や伊東・棚田(1999)が記したように、これまでも箱根火山では、しばしば群発的な地震活動を記録してきた。しかし、この2001年の地震活動は、地震発生回数や活動期間の長さ、発生場所の広がりという

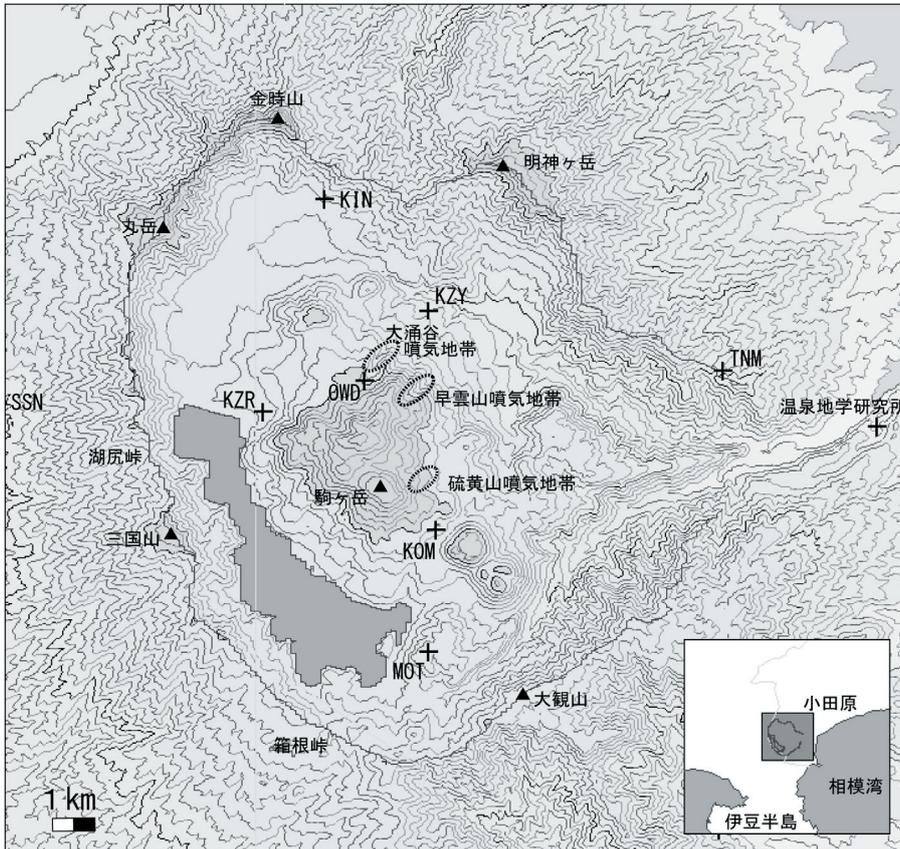


図1. 観測点分布図。
十マークは地震および地震・傾斜計観測点を示す。観測点コード名は本文参照のこと。

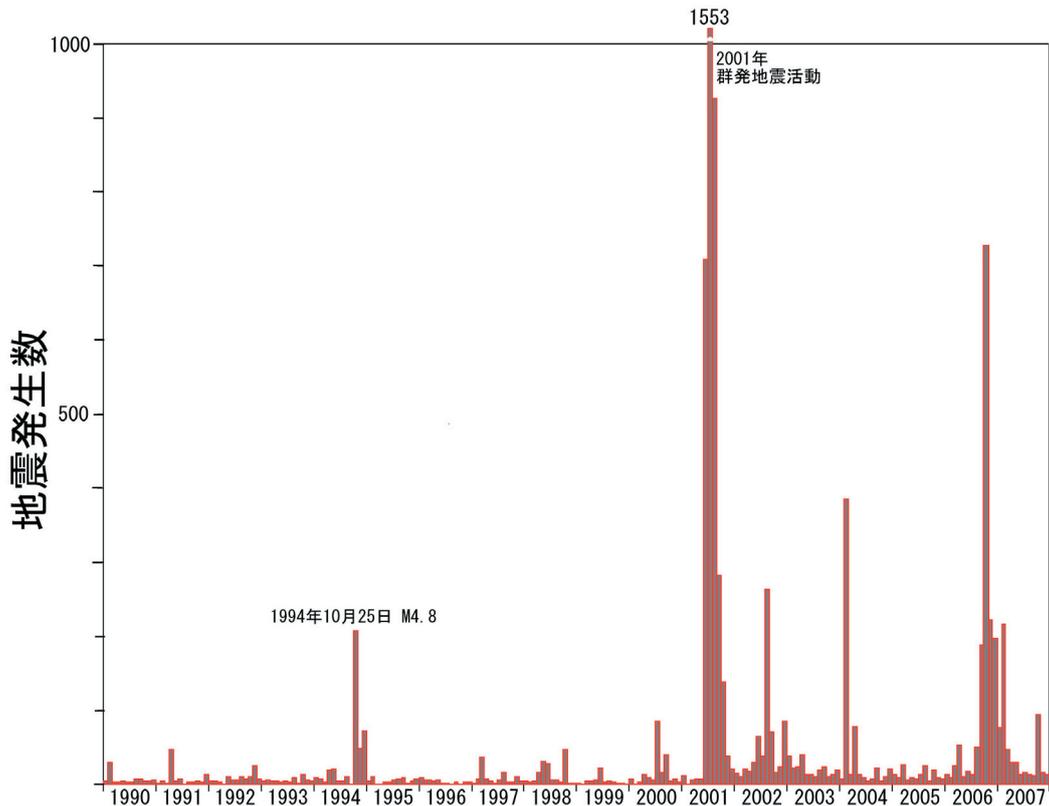


図2. 月別地震発生数 (1990年～2007年).

点で比べると、テレメータ観測が始められた1989年以降から2007年末の間で、最大の活動であった。ここでは、地震発生場所と時間的な変化を中心に活動状況を紹介する。

まず概要として、2001年6月12日から約半年間、マグニチュードが3以下の微小および極微小地震が中央火口丘域を中心として多発した(棚田ほか, 2002a)。最大地震のマグニチュードは2.9で、同年7月21日11時40分大涌谷付近の深さ1km付近で起こった。目視でかぞえた地震数は半年間で約1万6千回に及び、一日当たり千回以上に及んだ日もあった。なお、群発地震発生前の1月から5月までの間では、地震は37個震源決定されただけで、特段活動度が高い状態ではなかった(棚田ほか, 2002b)。

図4に震源分布(6月1日～12月31日)を示した。地震は大涌谷を中心に小塚山(KZY)から駒ヶ岳(KOM)の南北方向に帯状を分布しており、その長さは約4km、幅は1km程度であった。この帯状分布の両端は中央火口丘の北端と南端に一致しており、今回の群発地震が火山活動と深い関係があることを意味している。また、この帯状分布の東限は、前章で述べた東経139.05度(139度3分)ラインとほぼ一致しており、Tanada(1999)が指摘したような熱的条件を伴う脆性破壊領域と延性領域を示唆していると考えられる。

図4の南北断面をみると、震源の深さの下限はおおむね南側から北側に向かって浅くなっている。例えば、駒ヶ岳直下では約7km、大涌谷付近では5km程度、その北側では深さ3kmである。

海拔0mよりも浅い活動は、図5の範囲で902回発生しており、約60%が大涌谷に集中していた。特に、

表層極浅い活動(-0.5km以浅)においては、451回の地震発生数のうち大涌谷源頭部に53%と駒ヶ岳東部の硫黄山付近に16%となり、両噴気域に計70%集中していることがわかった。しかし、早雲山の噴気域には4%程度と少なかった。このことは浅い地震活動がこれらの噴気域と密接に対応していることを示唆する。

次に、この地震活動を時間順に追ってみる(図6)。群発地震開始日時は12日21時42分頃と報告(棚田ほか, 2002b)されている。この時刻は当所で定めた箱根火山における群発地震活動の定義「地震回数が1時間に10回以上あるもので、その活動期間は前後3時間以上地震なしで区切る」に従って決定された。ただし、1時間に10回に満たない活動は12日17時ぐらいから発生していた。群発地震開始当初の震源は非常に浅く、発生場所は大涌谷源頭部と駒ヶ岳付近(一部は硫黄山近辺)であった。

この群発地震開始以前5月23日～6月11日にかけて、代田ほか(2002)は駒ヶ岳(KOM)の傾斜記録に前駆的変動が表れていることを明らかにした。それによると、5月23日頃から0.29 μ rad程度の南下がりから南西下がりの変動が現れ、発地震活動2週間前には西下がり変動量は0.15 μ radに達している。この前駆的変動期間に対応する地震は駒ヶ岳周辺で4個しか決定されおらず、非地震性の地殻変動が生じていた可能性が高い。なお、群発地震活動に伴う地殻変動については、代田ほか(2002)や丹保ほか(2002)を参照していただきたい。

群発地震活動が始まった6月12日から21日までの10日間に震源決定された地震数は、1日当たり10～20回程度で大涌谷源頭部を中心として発生していた。

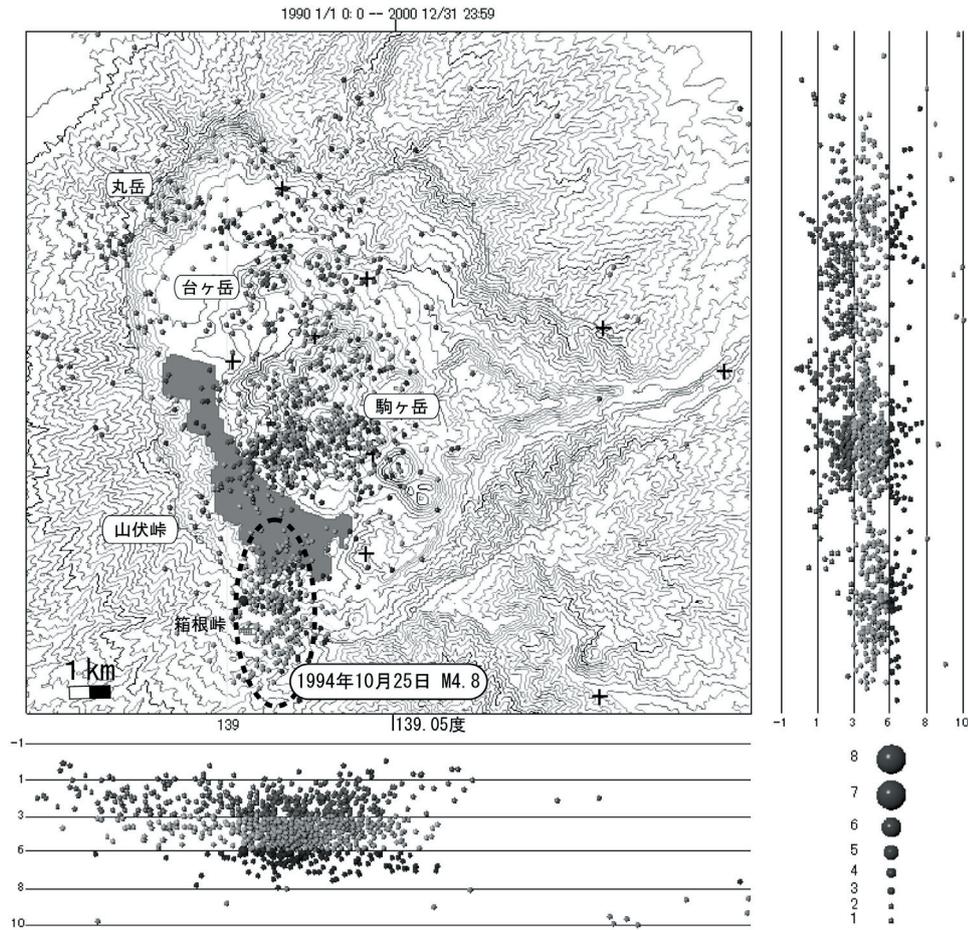


図3. 震源分布図
(1990年～2000年).

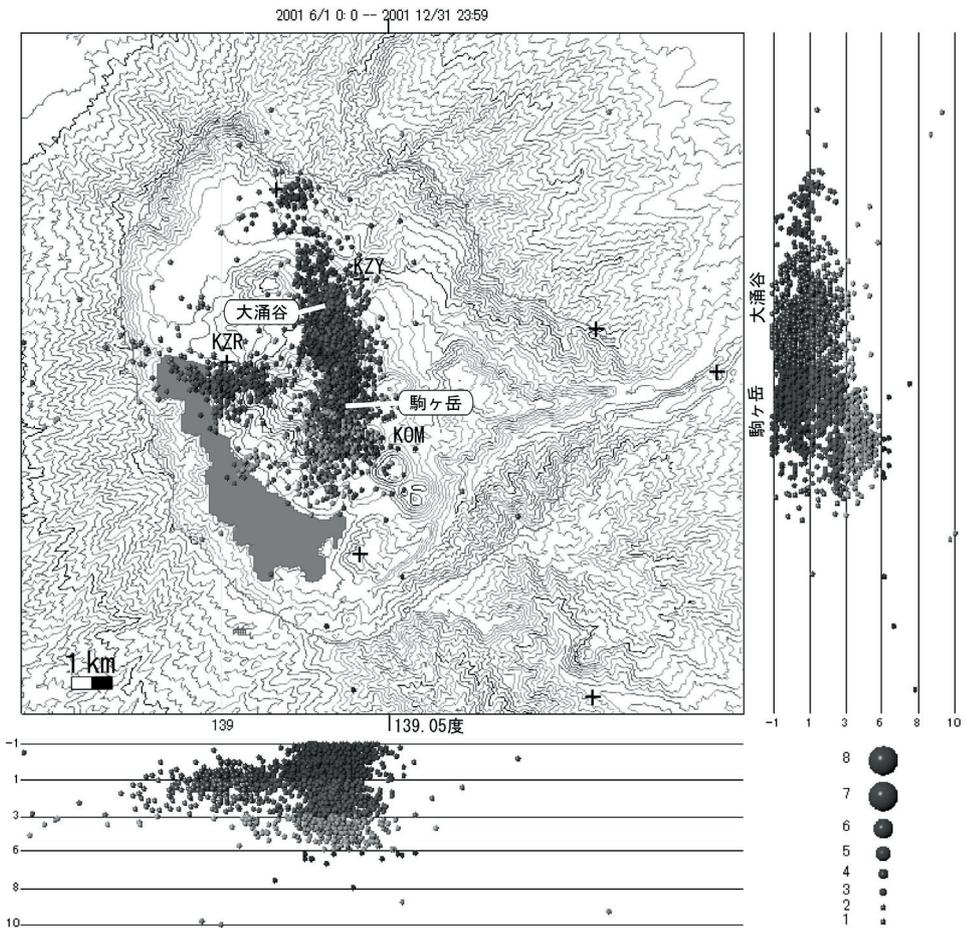


図4. 震源分布図
(2001年6月～2001年12月).

2001 6/1 0:0 -- 2001 12/31 23:59

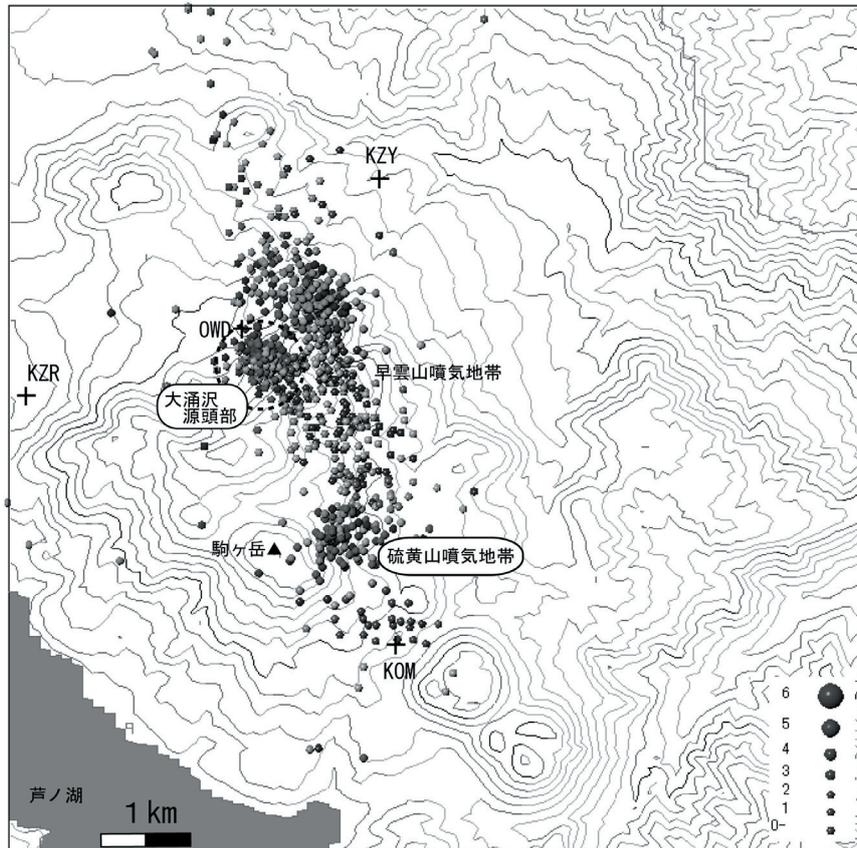


図5. 深さ0 km 以浅の震央分布図
(2001年6月～2001年12月)

139

22日頃よりその発生回数は1日当たり30回程度に増加し、29日には297回に上がった。この急増に対応して地震の活発域が大涌沢源頭部から1 kmほど北東側(大涌沢と早雲山噴気域との間にある尾根、標高千m付近)へ移動した。

この場所では7月21日に再び一日あたり247回地震活動が増加した。最大地震(M2.9)は7月21日11時40分大涌沢付近の深さ1 kmで起こった。この6月24日～7月23日の約1ヶ月は群発地震活動が最も盛んな時期で、震源が大涌沢浅部を中心として南と北方向へと拡大した。その後、9月前半までは一日あたり10から40回程度の消長を繰り返し、9月後半以降は一日あたり10回以下となった。

一方、芦ノ湖北岸付近の活動(深さ-1から3 km)は、7月18日頃から高まり、24日までは一時的に低下したものの、7月27日～8月5日まで1日20回以上と活発化した[図6(a)]。芦ノ湖北岸付近の活動は、最盛期(6月24日～7月23日)だった中央火口丘直下での活動が一時的に減少したところに一致している。これは、中央火口丘直下で発生していた群発地震のエネルギーが、一時的に芦ノ湖北岸へ移動したことを示している。

3.3 2002年1月から2007年末までの地震活動(図7)

2002年1月から2007年末まで7年間で震源決定した地震数は、1990年1月から2000年末まで11年間の比べると約5倍増加する。そのため、地震分布の密集域や配列が以下のように明らかになった。

(1) 2001年の群発地震時と同じように、浅い活動が大涌沢付近で存在する。これは2000年以前とは対照的である。(2) 主な地震活動域は中央火口丘直下とカルデラ縁(北域、西域と南域の3地域)である。ただし、2000年以前と比較すると、カルデラ縁の3地域の境界付近(丸岳付近)では活動が少なくなった。(3) 2000年以前の11年間と同様に、震源は箱根東経139.05度(139度3分)より西側で発生している。(4) 地震の深さは、中央火口丘直下で-1 kmから6 kmに、カルデラ縁の北域と西域で-1 kmから6 kmに分布する。しかし、北域では0 kmから2 kmの浅い地震が顕在化している。南域では0 kmから9 kmであった。(5) 2000年以前に見えていた震央分布の2本の配列は消え、中央火口丘には南北方向の配列(長さ5 km程度)が、カルデラ縁北域に当たる金時山南側では、ほぼ東西方向の配列(長さ1 km程度)の配列が2本明瞭に見える。西域では、東西方向の2密集域(長さ2 kmと1 km程度)を含む地震が神山から湖尻峠を越えて分布している。

4. 応力場と地震活動との関係から検討した地震発生機構

Tanada *et al.* (2007) は、初動押し引き分布から断層タイプを求めた。解析の結果から、箱根地域では横ずれ断層や正断層タイプを示す地震が多く、逆断層タイプが少ないことがわかっている。特に、横ずれ断層は中央火口丘直下やカルデラ縁の活動域に多いが、正断層タイプは中央火口丘直下に目立つ(図8)。

圧縮軸分布の特徴は北西-南東方向で、いわゆるフィ

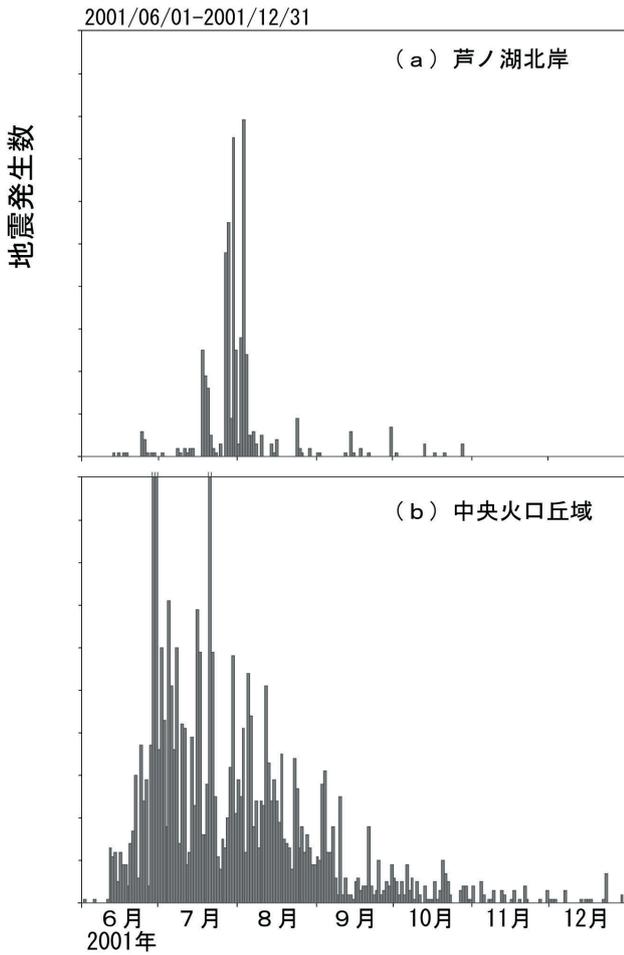


図6. 月別地震発生数 (2001年6月～2001年12月).
(a) 芦ノ湖北岸域, (b) 中央火口丘域.

リピン海プレートの圧縮方向を示し、広域応力場に従っている。

張力軸は北東-南西方向が顕著である。この方向は静岡県伊東沖群発活動域や三宅島地震活動の方向とも良く一致しており、火山発生場の張力場に起因している。特に、張力軸の南北断面図 (図9) は駒ヶ岳直下深さ7～8 km から大涌谷浅部へ伸びる張力場 (北下がり傾斜軸) を形成している。これは、雲仙火山の地震活動とマグマの関係为例にすると (Umakoshi *et al.*, 2001)、駒ヶ岳直下の深部 (地震発生が少ない深さ9 km 付近) から2001年の群発地震活動がもっとも活発だった大涌谷付近への熱エネルギーの供給経路を示している。

2001年以降、この大涌谷付近では浅い地震が、群発地震として繰り返し発生している。しかし、この群発地震と対応する傾斜変動が2001年活動時のように観測されていない。このことから、著者は伊豆半島東方沖のような開口クラックにマグマが貫入する群発地震発生モデル (例えば上田ほか, 2003) よりも、箱根火山では一度開いた供給経路に地下深部のマグマから誘発された熱水が繰り返し上昇するような熱水誘発型の群発地震モデルが適切であると考えている。

例えば、1990年から2000年の間は、大涌谷付近の活動は非常に低調であり、平賀 (1987) が指摘した頃とは震源分布が異なっていた。その一因として、この熱水供給経路が閉塞したために熱水が上昇できず、その結果群発地震が大涌谷浅部で発生できなくなったのではないだろうか。また、閉塞されたがために、地震はその供給源付近にあたる駒ヶ岳直下のみで発生したと考えるこ

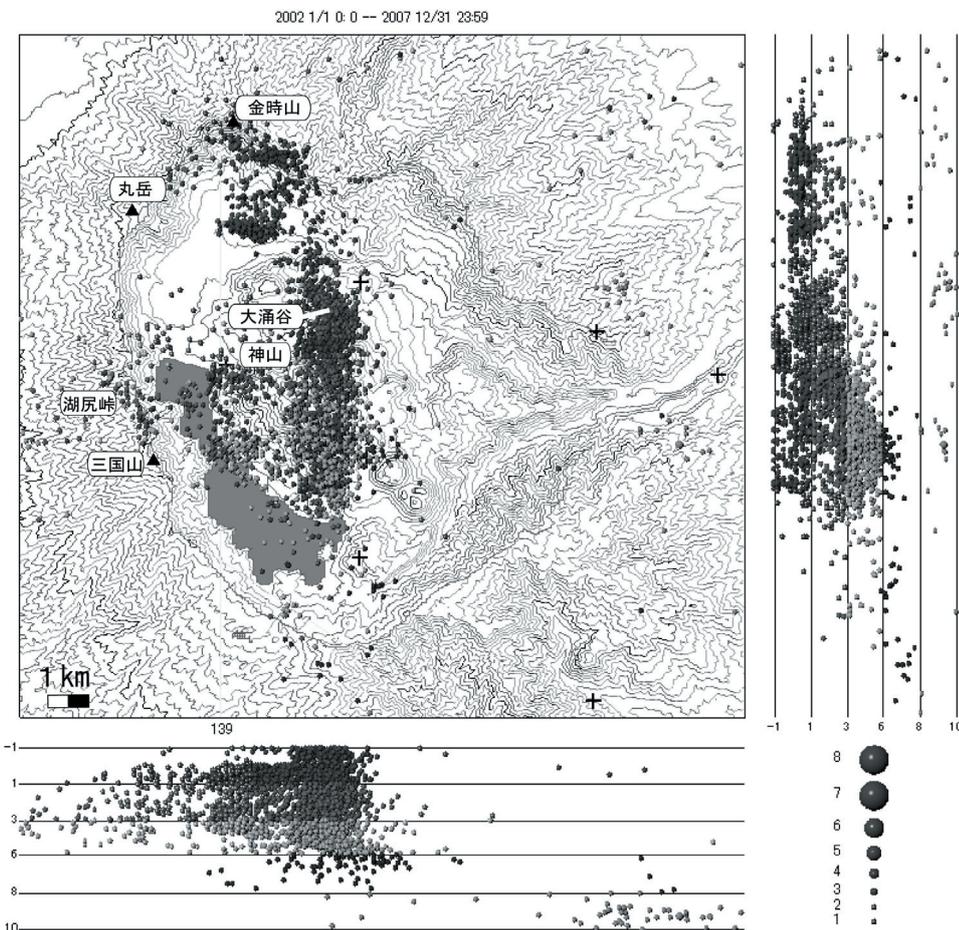


図7. 震源分布図 (2002年～2007年).

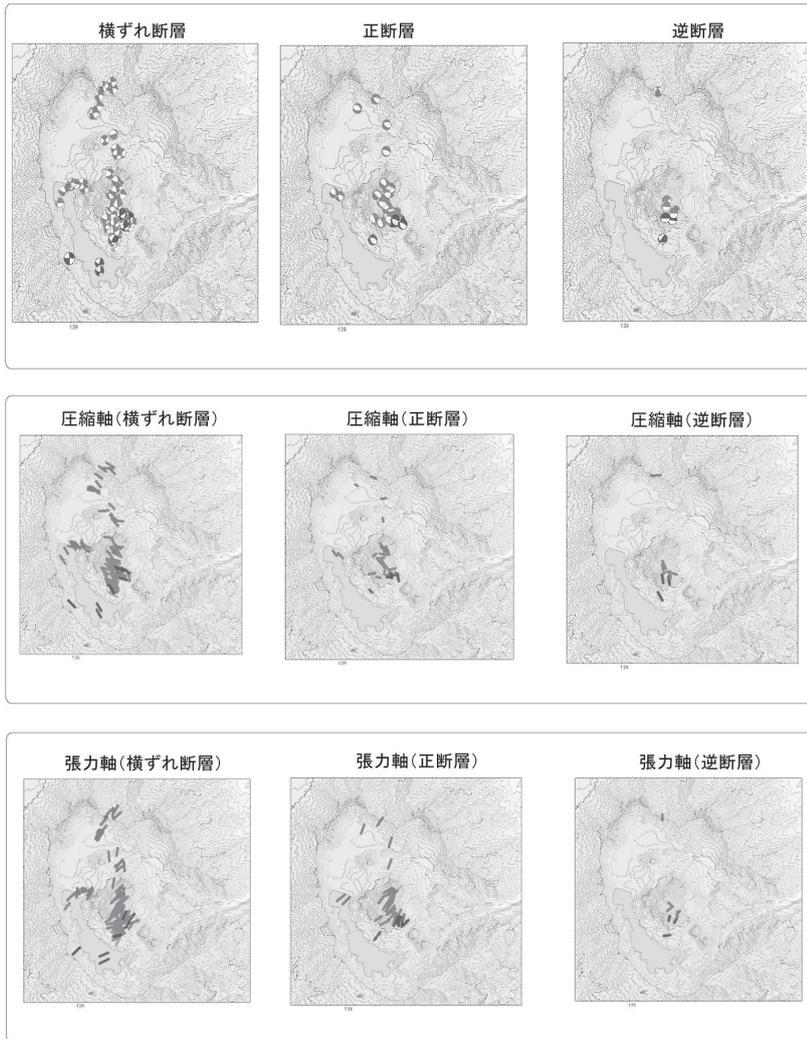


図8. 断層タイプ別のメカニズム解, 圧縮軸と張力軸分布. 左列から横ずれ断層, 正断層, 逆断層を示す.

とができる。

深さ 1km 付近では、南北断面図における張力軸の傾きがほぼ水平となる。このことは断層面が垂直な開口断層が発達しやすい応力場を形成していることを示しており、代田ほか（2002）が示した開口断層モデルの設定とも矛盾しない。

極浅い地震の分布が大涌谷・早雲山噴気域から硫黄山の狭い範囲（南北 4 km × 東西 1 km）に集中していることも合わせて考えると、駒ヶ岳深部でのマグマ付加作用→山体隆起による張力場の形成→熱水供給路の開通→極浅いところでの開口クラックの形成と地震活動の活発化→熱水供給路の閉塞→駒ヶ岳深部での地震活動→駒ヶ岳深部でのマグマ付加作用というサイクルが成立している可能性がある。平賀（1987）のまとめによれば、1786 年以降約 130 年間の平穏期を経て 1917 年、1920 年、1935 年、1943 年、1952 年、1959 年、1966 年と数年から十年程度に一度の割合で、有感や地鳴り、噴気異常を伴う規模の大きな群発地震が起こっている。このような群発地震の繰り返しは、上記で述べたサイクルの一過程であり、箱根では中央火口丘深部においてマグマの付加が繰り返し生じているのであろう。

極浅いところでの開口クラックが同じ場所で、地質学

的な長い期間をかけて成長することで、大涌谷などの深い谷をとともなう噴気域が形成されたのかもしれない。

5. まとめ

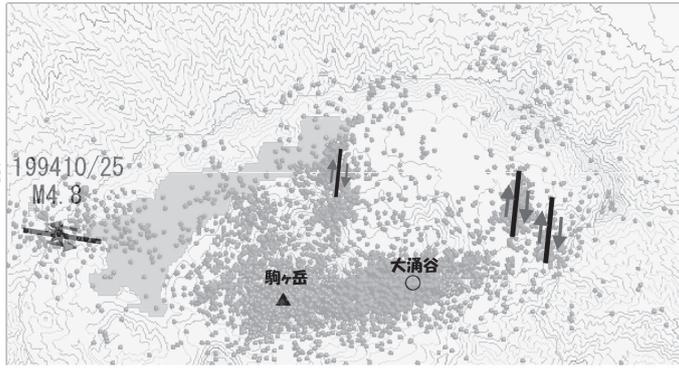
本論では、1990 年 1 月から 2007 年 12 月末までの 18 年間における箱根火山における地震活動についてまとめた。活動は 2001 年を境目として大きく変化しており、非常に浅い地震活動は 2001 年以降箱根の噴気域で多く発生している。特に、浅い地震は大涌谷付近で顕著であり、平賀（1987）が指摘した頃の活動と類似している。

メカニズム解から求めた張力軸分布からは、駒ヶ岳直下の深部（深さ 9 km 付近）から大涌谷浅部へ伸びる張力場が存在することがわかった。この張力場が熱水の供給経路となり、浅い地震活動が 2001 年以降大涌谷付近で繰り返す原因であると考えた。

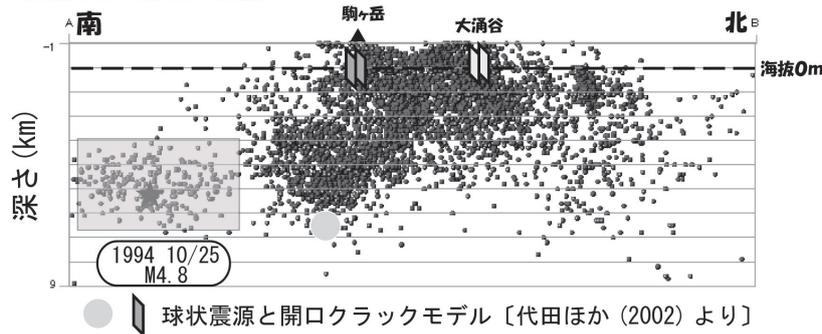
謝 辞

東京大学地震研究所ならびに防災科学技術研究所には、神奈川県周辺の地震データを利用させていただいた。震源分布等の作図にあたっては、中村・石川（2005）が作成した SEIS-PC を利用させていただいた。併せてここに感謝の意をあらわします。

(a) 震央分布 (1990 ~ 2007 年)



(b) 震源分布 (南北断面図)



(c) 張力軸分布 (南北断面図)



図9. 震源分布と張力軸分布.

(a) 震央分布図：中央火口丘の南北方向の地震帯に共役な横ずれ断層が、芦ノ湖北岸や金時山南部で発生している。カルデラ南縁の左横ずれ断層は1994年10月25日M4.8の断層モデルのイメージを示した。
 (b) 震源分布 (南北断面図)：南北断面図の震源分布に、代田ほか(2002)が推定した球状震源と開口クラックを併記した。ただし、断層の大きさ等は誇張している。注目すべき点は球状震源の位置が地震分布の最深度地点にあることと2枚の開口クラックが浅部地震活動域に位置することである。
 (c) 張力軸分布 (南北断面図)：表層部には水平な張力場が、駒ヶ岳直下の地震分布下限には北下がりの張力場が生じ、(b)の球状震源と開口クラックとが、この張力場で結ばれているように見える。

参考文献

代田寧・棚田俊收・伊東博, 2002. 2001(平成13)年箱根群発地震活動に関連した地殻傾斜変動. 神奈川県温泉地学研究所報告, 34: 35-44.
 平賀士郎, 1987. 箱根火山と箱根周辺海域の地震活動. 温泉地学研究所報告, 18(4): 1-126.
 中村浩二・石川有三, 2005. SEIS-PC for Windows のこの8年. 日本地震学会講演予稿集, p239
 伊東博・棚田俊收・八巻和幸・大山正雄, 1995. 1994(平成6)年10月25日箱根外輪山に発生したM4.8の地震について. 温泉地学研究所報告, 26(3): 33-38.
 伊東博・棚田俊收, 1999. 箱根火山における最近10年間(1989~1998)の地震活動. 温泉地学研究所報告, 31(1): 45-52.
 菊池正幸, 1994. 10月25日伊豆半島北部の地震 波形解析速報. YCU地震学レポート No. 32.
 温泉地学研究所, 1992. 30年のあゆみ(特集号). 温泉地学研究所報告, 23(1): 1-312.
 温泉地学研究所, 1999. 温泉地学研究所における「神奈川県西部地震」の取り組み. 温泉地学研究所報告, 29(1・2): 3-40.
 Tanada, T., 1999. Seismicity in the northeast area of Izu

Peninsula, Japan, comparing with three dimensional velocity structure and with temperature distribution of geothermal water. Tectonophysics, 306: 449-460.
 棚田俊收・代田寧・伊東博・袴田和夫, 2002a. 2001(平成13)年箱根火山の群発地震活動について. 温泉地学研究所報告, 52: 1-4.
 棚田俊收・伊東博・代田寧・村瀬圭・丹保俊哉, 2002b. 神奈川県西部地域における2001(平成13)年の地震活動. 温泉地学研究所報告, 52: 25-32.
 Tanada, T., Y. Daita, M. Harada, R. Honda, Y. Yukutake & H. Ito, 2007. The 2001 swarm activity in the Hakone volcano. CITIES ON VOLCANOES 5 CONFERENCE, Abstract, 2-P-13.
 丹保俊哉・棚田俊收・伊東博・代田寧, 2005. 光波測量網で捉えられた2001年箱根火山の群発地震活動に伴う地殻変動. 測地学会誌, 51(1): 45-48.
 上田英樹・山本英二・大久保正・村上亮・上野寛・宇平幸一, 2003. 2002年5月伊豆半島東部群発地震活動に伴った地殻変動の開口断層モデル. 火山, 48: 471-477.
 Umakoshi, K., H. Shimizu & N. Matsuo, 2001. Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan. 1995-1999. J. Volcanol. Geotherm. Res., 112: 117-131.