

2001(平成13)年箱根群発地震の 地震波形の解析について

村瀬 圭*、棚田俊收*

1. はじめに

箱根カルデラ内において、2001(平成13)年6月中旬から10月にかけて、活発な群発地震活動が生じました。この活動については、温泉地学研究所の地震観測網により、多数の地震波形記録が得られています。これらの地震波形記録は、地下に関する様々な情報を持っているため、地震の発生機構や地殻構造を調べるために役立ちます。このような解析は、箱根火山の活動様式を知り、同様の群発地震の発生時や今後長期にわたる箱根火山の活動傾向を見積もるための基本情報を得る上で重要です。本稿では、2001(平成13)年箱根群発地震についての地震波形周波数解析と、それによりわかった地震の震源断層の特徴について報告します。

2. 資料

この解析では、温泉地学研究所の地震観測点のうち群発地震活動域付近にある駒ヶ岳観測点、小塚山観測点、湖尻観測点、大涌谷観測点の4点で得られた地震波形記録を対象としました。駒ヶ岳観測点、小塚山観測点、湖尻観測点には埋設式、大涌谷観測点には地上据置式の地震計があり、それぞれの速度波形(地面の動く速度の時間変化)がデジタル収録されています。なお、周波数解析には、観測点から震源までの距離の値が必要となるため、震源が決まった地震のみを対象としました(6~7月分で約3000個)。

ところで、今回のような地震波形周波数解析では、地震波の特徴を忠実に捉えるために、明瞭な地震波形が必要となります。このためには、雑振動(ノイズ)が含まれていたり、記録上で振り切れていたり、2つ以上の地震が相次いで起こり地震波が重なって記録されているなど、外的要因により乱された地震波形は使えません。実際には、小さすぎる地震はノイズに乱されていることが多く、大きすぎる地震は振り切れている場合が多いため、解析には観測時に決定された地震の規模を示すマグニチュードが0~1の範囲の地震を主に使いました。さらにその中から、波形の目視による確認により、解析に適さない地震波形を除きました。結局、298個と元の数の約1/10の地震波形について、解析対象としました。これら波形周波数解析を行った地震のうち、震源断層の特徴が得られた174個について、震央分布を図1に示します。図1より、地震分布の傾向として、大涌谷観測点付近を中心として南北に延びる地震群と、湖尻観測点直下の地震群の2つに大きく分かれているように見えます。前者は中央火口丘直下に当たります。

一般に、火山で起こる地震は、通常地震と異なり、単純な断層運動で起こるとは限らず、波形も様々です。このため火山性地震は、波形の特徴によって分類されています。これらは、通常地震と似た波形を持ち単純な断層運動により起こるとされるA型地震、マ

* 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
報告, 神奈川県温泉地学研究所観測だより, 通巻第52号, 14, 2002.

グマや熱水、火山ガスが直接関係するとされるB型地震、低周波地震、火山性微動などがあります。今回の群発地震活動において得られた波形は、すべてA型に属し、B型等に属する波形は見られませんでした。このことから、単純な断層運動の地震が寄せ集まって、群発地震活動を構成したと考えられます。

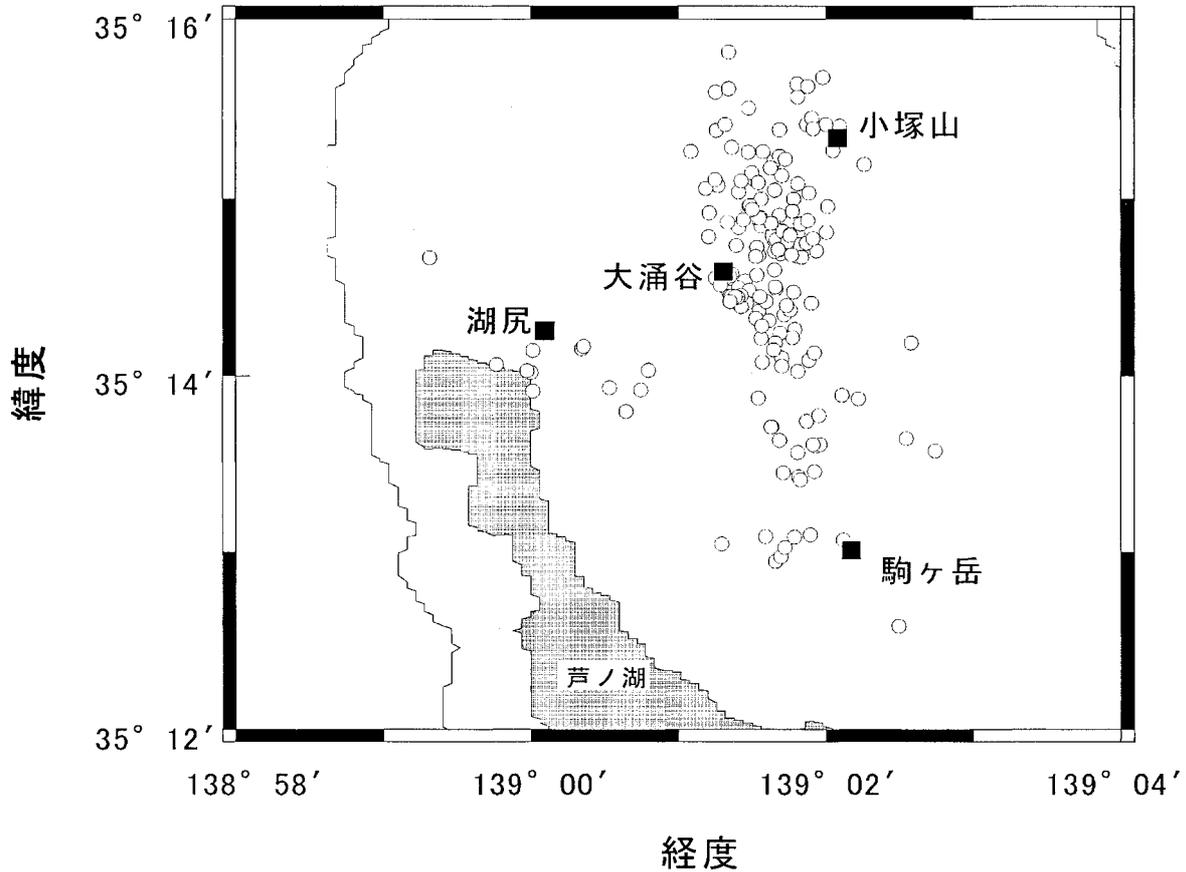


図1 解析に使用した観測点および震央の分布(地震数174個)
 ■：観測点、○：震央

3. 解析手法

地震は、ほとんどの場合、震源断層が応力により断層面に沿って滑る(破壊される)ことで発生します。この断層運動により起こった波動が岩石中を伝わるのが地震波です。震源から離れた観測点で得られる地震波は、それを起こした断層運動、およびそれが伝わってきた経路に関する情報を含んでいます。断層運動と地震波形の関係については、Brune (1970)によってモデルが構築されており、今回の解析では、このモデルに従って地震波形記録から断層運動様式のうち、地震モーメント(断層運動の規模から推定される地震規模の指標)、断層長さ、断層の滑り量、応力降下量を推定します。

さて、地震波のうち、岩石内部を伝わる波(実体波)は、大きくP波とS波の2種類に分けることができます。これらは、波の進行方向に対する振動方向により区別され、P波は進行方向に沿って、S波は進行方向と垂直に振動します。一般に、P波は伝搬速度が大きく、S波は振幅が大きいという特徴があります。

Brune(1970)のモデルによると、断層運動による地震のS波の変位波形(地面の動いた距離の時間変化)のスペクトルは、基本的に図2のような形となります。

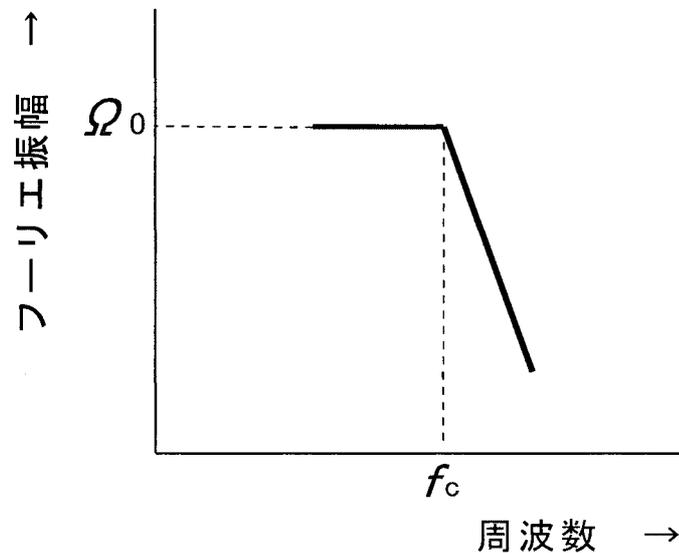


図2 S波変位波形のスペクトル模式図

太線がスペクトルを表す

Ω₀が低周波時のフーリエ振幅、f_cがコーナー周波数を示す

ここで、スペクトルの変曲点における周波数 f_c (Hz) はコーナー周波数と呼ばれ、震源断層面を円形と仮定したときの半径 a (m) と次式の関係があります(Madariaga ,1976)。

$$a = 0.21 \sqrt{M_0 / f_c} \quad (1)$$

このとき、断層長さは $2a$ となります。また、低周波部でのフーリエ振幅 Ω₀ と地震モーメント M_0 には、以下の関係があります。

$$M_0 = 4 \pi \rho r^3 \Omega_0 / c \quad (2)$$

ここで、 ρ は地震波経路となる岩石の密度、 c はS波速度、 r は震源からの距離、 Ω_0 は震源断層から観測点に向かう地震波の放射特性(強度)を示します。今回の解析では、 $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$ 、 $c = 2000 \text{ m/s}$ 、 $\Omega_0 = 0.85$ (Thatcher and Hanks ,1973) と仮定し、 r は震源データから個々に求めました。

また、(1)、(2)式より、応力降下量 $\Delta\sigma$ は以下の式で表されます。

$$\Delta\sigma = 0.44 M_0 / a^3 \quad (3)$$

さらに、断層の滑り量 U は、次式で定義されます。

$$U = M_0 / (0.67 \mu a^2) \quad (4)$$

ここで μ は剛性率を示し、 $\mu = 1.12 \times 10^{10} \text{ Pa}$ としました。

さて、地震波には、震源断層運動の情報他に、伝搬経路の情報も加わっています。そのため、震源の情報を調べるためには、伝搬経路に関する補正を行って、その影響を取り除く必要があります。伝搬経路による影響は、主に地震波の減衰であり、これは地震波の周波数によって異なります。この補正のためには、以下の式を用います。

$$Amp(f) = Amp_0(f) \exp(-Rf/Qc) \quad (5)$$

ここで、 $Ampf$ はフーリエ振幅、 f は周波数、 Q は減衰特性を示す量で、今回の解析では $Q = 200$ としました(高原、小原、1994)。なお、 M_0 は非常に大きい値となりそのままでは扱いにくいので、以下の関係式によりモーメントマグニチュード M_w というマグニチュードの一種に直します。

$$\log_{10} M_0 = 1.5 M_w + 9.1 \quad (6)$$

これらの関係式と地震波形記録を用いて $2a$ 、 M_0 、 U を求めるための具体的な手順は、以下の通りです。

震波形記録から解析に無関係な長周期波形成分を取り除く。

形記録を時間について積分し、速度波形を変位波形に変換する。

波形記録から S 波部分を抽出する(S 波到達時刻の 0.2 秒前を始点とする約 1 秒間分)。

フーリエ変換を行い、スペクトルを求める。

(5) 式により、地震波伝搬経路についての補正を行う。

補正の済んだスペクトルを両対数グラフ上にプロットする。

スペクトルプロットから f_c と Ω_0 を読み取る。

(1) ~ (4)、(6) 式を用いて各パラメータを算出する。

なお、主要なパラメータについては、表 1 にまとめてあります。

表 1 解析に用いた主要なパラメータの一覧

記号	意味	単位	代入値	備考
f_c	コーナー周波数	Hz	-	読み取り値
Ω_0	低周波部のフーリエ振幅	m·s	-	読み取り値
β	S 波速度	m/s	2000	固定値
ρ	岩石の密度	g/cm ³	2.8	固定値
c	地震波の放射特性	-	0.85	固定値
μ	岩石の剛性率	Pa	1.12×10^{10}	固定値
Q	減衰特性	-	200	固定値
a	断層半径	m	-	算出値
M_0	地震モーメント	Nm	-	算出値
M_w	モーメントマグニチュード	-	-	算出値
$\Delta\sigma$	応力降下量	Pa	-	算出値
ΔU	断層滑り量	m	-	算出値

4. 解析結果

図 3 に、地震波形のスペクトルの表示例を示します。1 つの地震につき、駒ヶ岳観測点、小塚山観測点、湖尻観測点、大涌谷観測点での 4 つの波形ごとの結果が得られます。これらの図より、それぞれコーナー周波数 f_c と低周波部でのフーリエ振幅 Ω_0 を読み取ります。群発地震の場合、同じ震源域で同じメカニズムの地震が繰り返し、波形の似た地震が生じることがあります(相似地震)。

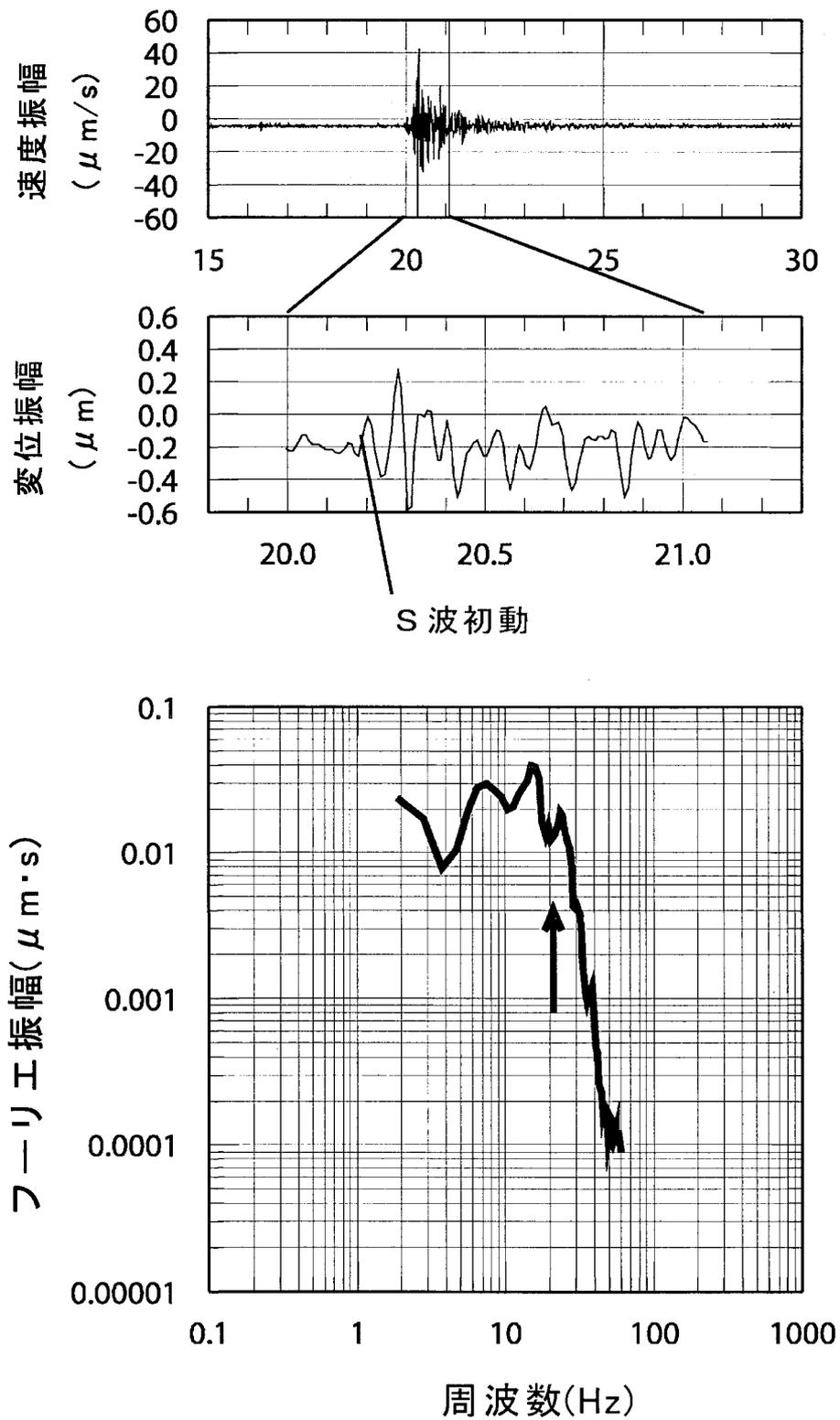


図3 地震波形のスペクトル解析例
 上から、速度波形、変位波形、スペクトルプロット
 波形の横軸は、記録開始時からの経過時間(秒)
 矢印はスペクトルの変曲点(コーナー周波数に相当)を示す

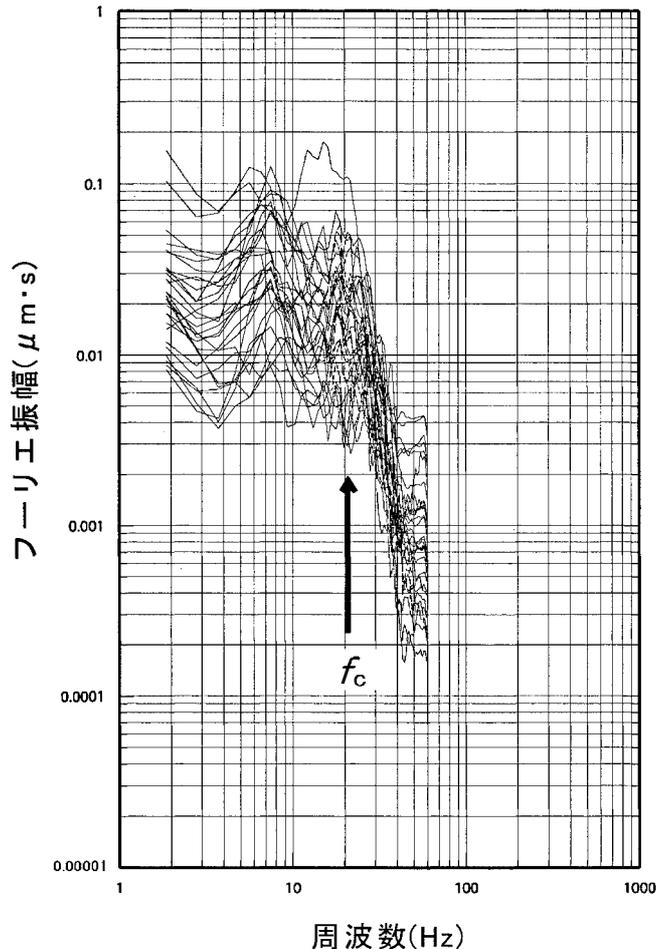


図4 地震28個分を重ね合わせたスペクトル表示例
 f_c で示した矢印の位置がコーナー周波数を示す

このような地震群では f_c がほぼ一定となるため、いくつかの地震のスペクトルを重ねて表示することにより、 f_c の読み取りが容易となります。図4に、スペクトルを重ねて表示した例を示します。この図に示された地震が相似地震であるかどうか、この図からは判りませんが、多くの地震の f_c が、20Hz 前後にあります。なお、同一地震でも観測点によってスペクトルの形が異なり、特に f_c については、湖尻観測点の記録では読み取りにくい地震が多く見られました。

読み取った f_c と σ_0 から、(1)~(4)、(6)式により $2a$ 、 M_0 、 σ_0 、 U 、 M_w を算出しました。この解析により得られた結果の全体的な傾向について、以下に記します。

- (a) f_c は、中央火口丘直下で起こる地震で20Hz 前後の値をとり、断層長 $2a$ は40 m 程度と見積もられる。また、湖尻観測点直下で起こる地震では15Hz 前後の値をとり、 $2a$ は60m 程度と見積もられる。この断層長は、地震のマグニチュードにほとんど依存しない傾向がある。
- (b) M_0 は、 $10^9 \sim 10^{10}$ Nm である。
- (c) σ_0 は、 $10^5 \sim 10^6$ Pa である。
- (d) U は、 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ m である。

また、これらの値に見られる特徴として、以下のことが挙げられます。

- (e) 観測時に決定されたマグニチュードに比べ、この解析で得られた M_w は大きい場合が多い。
- (f) 同一地震について、大涌谷観測点における M_0 、 M_w は他の3点に比べて大きく算出される場合が多い。

5. 解析結果の解釈

この解析では、断層運動の大きさを見積もることができます。断層の形態については、酒井、棚田(2001)より、多くの地震が北東-南西伸張の横ずれ断層型とされ、活動初期の駒ヶ岳観測点付近には同様の伸張軸を持つ正断層型の地震も見られるとされています。したがって、地震の原動力となった応力場は、すべての地震に共通しているものと考えられます。ここで、震源分布は帯状に長さ約4 kmにわたりますが、震源断層長 $2a$ は極めて小さく決まりました。したがって、今回の群発地震の原因となった断層は、少なくとも運動するときには全体が1つにまとまっていたわけではなく、多くの小部分に分かれていたといえます。また、地震のマグニチュードの違いは、断層長よりも M_0 、 U に多く反映されています。一般に、マグニチュードと断層長、滑り量には相関があります(松田, 1975)。今回の解析に用いた地震はマグニチュードが0から1の範囲にあり、これより期待される断層長は1~5 m、滑り量は0.1~0.4 mm となります。今回得られた箱根群発地震では、断層長が期待値より大きく、また長さが揃っており、滑り量は期待値とほぼ同じです。このことから、箱根中央火口丘の地下に、長さ数十 m の断層が数多く分布しており、これらの一つ一つが最小単位となって地震を起こしていると考えられます。また、通常の断層(応力で生成される場合)は、マグニチュードが1大きくなるごとに4から5倍の長さとなりますが、これらの断層はサイズが揃っているため、元々は地震以外の原因で形成されたものであると考えられます。したがって、これらの断層の分布や長さは、箱根火山の内部構造を反映している可能性があります。なお、これらの断層が様々な規模の地震を生じる点については、同一の断層が様々な大きさの地震を発生しているか、それぞれ一定規模の地震を生じるいくつかの断層が連鎖的に運動しているかの2つの可能性があります。現段階では明らかではありません。

さて、他に地震波形の特徴として見られた点は、湖尻観測点での f_0 の不鮮明と、大涌谷観測点での M_0 、 M_w の大きさの2つが挙げられます。いずれも観測点近傍の構造の影響と考えられ、まず湖尻観測点では20 Hz 前後の地震波の減衰が大きい構造がある可能性があります。大涌谷観測点の場合、地震計が地表に設置されているため、表層の地盤の影響を受けた可能性があります。表層が堆積物であるなど地震波速度が基盤に比べて極端に小さくなっている場合、それらの境界で波の速度が遅くなる分、振幅が増幅されます。結局、これら2つの観測データには系統的な異常が含まれてしまうため、解析に際しては、湖尻観測点の f_0 と大涌谷観測点の M_0 の値は用いるべきではないといえます。

6. まとめ

今回の解析では、群発地震の原因である震源断層の長さが、中央火口丘直下で起こる地震については約40 m、湖尻観測点直下で起こる地震については約60 m であり、地震の規模

(0 M 1)によらず揃っていることが分かりました。これらは、箱根火山の内部構造を反映している可能性があります。また、地震モーメント、応力降下量、断層滑り量といった、断層運動を示すパラメータを求めることができました。今後はこれらの結果を用いて、群発地震を誘発した原因について検討する予定です。

参考文献

- Brune , J . N . (1970) Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes , J . Geophys . Res . , 75 , 4997 5009 .
- Madariaga , R . (1976) The dynamics of an expanding circular fault , Bull . Seism . Soc . Am . , 66 , 639 666 .
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について , 地震 2 , 28 , 267 283 .
- 酒井慎一、棚田俊收 (2001) 2001年箱根の地震活動 , 日本地震学会講演予稿集2001年度秋季大会 , P006 .
- 高原元昭、小原一成 (1994) 富士・箱根地域の Q_c^{-1} , 地震 2 , 47 , 85 88 .
- Thatcher , W . and Hanks , T . C . (1973) Source parameters of southern California earthquakes , J . Geophys . Res . , 78 , 8547 8576 .