



**SYMPOSIUM**

続・火山の深部構造と内陸地震  
—日光地域—

# 高感度観測で得られた地震波形の立ち上がり と地震規模の相関

中谷 正生 <sup>1)</sup> なかたに まさお	芝崎文一郎 <sup>2)</sup> しばさき ぶんいちろう
金嶋 聰 <sup>3)</sup> かねしま さとし	深尾 良夫 <sup>1)</sup> ふかお よしお
松浦 充宏 <sup>3)</sup> まつうら みつひろ	亀 伸樹 <sup>1)</sup> かめ のぶき
杉岡 裕子 <sup>1)</sup> すぎおか ひろこ	大谷 竜 <sup>3)</sup> おおたに りゅう
伊藤 孝士 <sup>3)</sup> いとう たかし	武尾 実 <sup>1)</sup> たけお みのる

編集部

受理：1994年12月1日

筆者：1) 東京大学地震研究所

2) 防災科学技術研究所

3) 東京大学理学系研究科

地震のはじまりかたをみてその最終的な規模を予測できるだろうか。日光で得られた17イベントの高品位地震波形を徹底的に比較してみる。

## 1. はじめに

地震は、その始まりの時点で、自分がどれだけの大きさの地震にまで成長するのかわっているのであるか？ 本稿では、この問題へのひとつのアプローチとして、地震速度波形の立ち上がり部分の勾配に着目し、その勾配の絶対値と地震のマグニチュード(M)との相関を調べた。対象としたのは、日光臨時観測の期間中に我々の高感度観測によって得られた17個の地震(M0.2-2.1)のP波初動である。

## 2. 観測・データ

我々の観測点は日光臨時観測の十字アレーのF03点のすぐそばにおいた。センサーはL22速度計を使用し、これで捉えられた地動をプリアンプ、アンチエイリアシングフィルターを通して、16ビットでAD変換し、500Hzでサンプリングした。オーバーオール感度は0.11μkine/LSBである。我々の観測点でのノイズレベルは2.3μkine程度で非常に静かであった。

収録された地震は、深さ5-9kmで起こっており、そのほとんどが震源距離11km以内であった。震源は、地震研究所の東田氏により、深さも含めて誤差1km以内で決定されている。図1に震源分布を示す。震源は、図中×印と○印で示さ

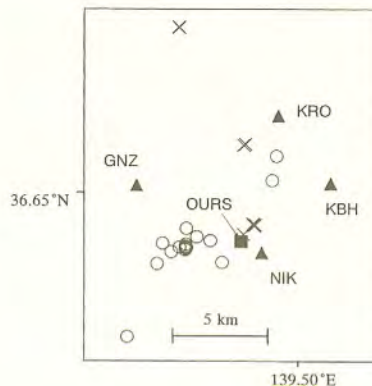


図1 震源マップ(平面図)。×印のイベントは、我々の観測点でのP波振幅がマグニチュードの割に小さかったもの。○印はそうでないもの。最終的解析には○印のものだけを用いた。

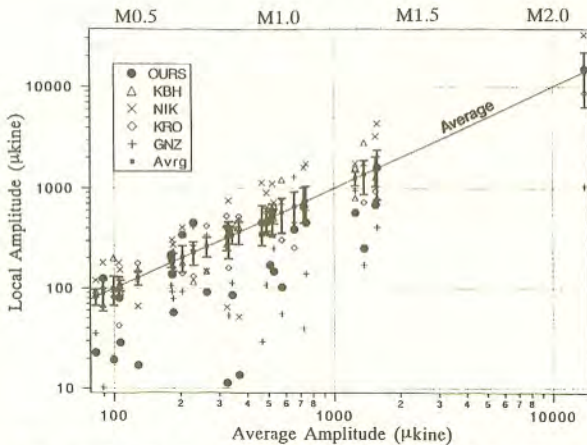


図2 各観測点でみたP波の最初の半振りの振幅(震源距離10 kmに補正した値)。横軸は、各イベントについてのKBH, NIK, KRO, GNZの4点の平均。Avrgにつけたエラーバーは、平均値の推定誤差を示す。

れている。マグニチュードの割に我々の観測点でのP波振幅が小さかったものを×印、そうでないものを○印で示してあるが、この違いは放射パターンによるのだろう。×印のものはSNが悪くなるので、最終的な解析は○印の地震17個のみに対して行なった。17個のうち16個はM0.2-M1.3の範囲に入っており、1個だけがM2.1でやや大きかった。これらの地震は我々の観測点のほぼ真下で起こっており、我々が調べるのはP波初動だけであるので、以後の解析には上下動成分のみを用いる。

### 3. メカニズムの補正

図2に、各々の地震に対して、我々の観測点、及び、それを取りまくように分布している東京大学地震研究所地震地殻観測センターの常設観測点4点でのP波の最初の半振りの振幅がどれほどばらついたかを示してある。横軸は、常設4点でのこれらの振幅の算術平均である。なお、これらの振幅は、幾何減衰を補正して震源距離10 kmでの値で示してある。

図2から、例えば我々の観測点での振幅は、常設4点での平均振幅の2倍から1/30倍程度にばらついていることがわかる。これは主にメカニズ

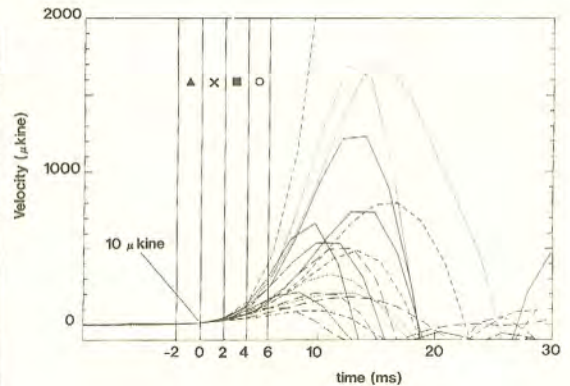


図3 距離、メカニズム補正後の波形。シグナルが10 μkineに達した時刻をt=0として重ね合わせた。各時間区間での勾配を▲×■○のシンボルで図4に示す。

ムの影響であろう。我々は、地震波形の勾配の絶対値の大小を議論するのであるから、メカニズムの影響を補正して正しい振幅を求めることは非常に重要である。しかし、今回、各地震のメカニズムを十分な精度で決めることができなかったため、次のような方法で振幅の補正を行なった。

まず、震源距離10 kmに補正したP波の最初の半振りの振幅を周りの4点で算術平均する。この平均振幅はメカニズムの影響が除去されたその地震の真の大きさ(P波初動の振幅)であると仮定する。この平均振幅に対する推定誤差が図2に示されているが、概ね±20%程度であり、この値がほぼメカニズムの補正の精度となる。次に、我々の観測点での波形の振幅がこの平均振幅に等しくなるように、適当な倍率をかけて観測波形を補正する。また、各地震のマグニチュードは、4点の平均振幅A(μkine単位)を用いて、

$$M = 0.85 \log A - 1.4$$

以上の手続きによる補正は、シグナルだけでなくノイズをも同じ倍率で拡大したり縮小したりする。我々の観測点がラディエーションの弱いところに位置する様な地震(図2で■印がAverageの線より大きく下に外れているもの)は、この補正によってノイズも大きく拡大してしまうため、以後の解析からは除外する。採用した17イベントは、いずれも補正後のノイズレベルが5.2

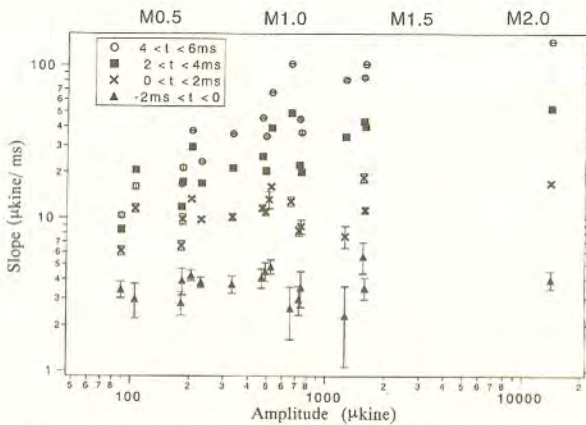


図4 マグニチュード(速度振幅)と初期勾配の関係。エラーバーは補正後の波形に入っているノイズでつけた。

μ kine 以下のものである。

#### 4. 初期波形の比較

以上のように補正を施した速度波形の立ち上がり部分を、各地震について速度が10 μ kineを越えた時刻を  $t=0$  として、時間を揃えて比較したものが図3である。 $t=0$  の前後をサンプリング間隔の2 ms ごとに区切り、各区間での勾配を求めた。これらの勾配と地震規模との関係を図4に示す。

図4を見ると、 $2 < t < 4$  ms,  $4 < t < 6$  ms では、明瞭な正の相関が見られる。つまり、この時点で勢いよく立ち上がっている地震ほど大きくなるのである。

一方、 $-2 \text{ ms} < t < 0$  の時点で各地震の勾配はノイズの影響を考慮しても有意に正であり、既に地震の始まりを捉え始めていると思われるが、勾配と地震規模の間に相関は見られない。 $0 < t < 2$  ms では、正の相関があるようにも見えるが、地震ごとのばらつきが大きく明瞭ではない。しかし、このことをもって極く初期 ( $-2 < t < 2$  ms) では、小さな地震も大きな地震も等しい勢いで立ち上がるのだということはできない。なぜなら、下に議論するように、我々の比較方法では、時刻を合わせた辺り(シグナルが10 μ kineを越えた辺り)での傾きの違いは非常に見えにくいからである。

仮に、2つの異なった波形  $y=f(t)$  と  $y=5f(t)$

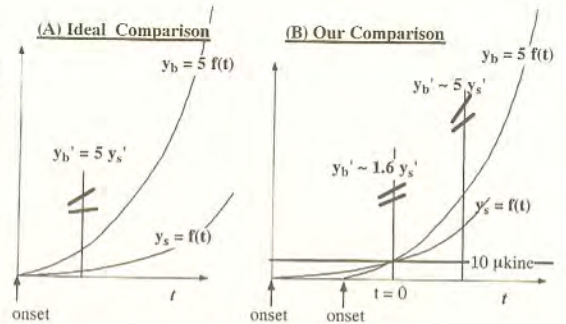


図5 我々の波形比較方法における、 $t=0$  辺りでの勾配に対する系統的バイアス(スキマティック)。

の初期勾配を比較することを考えよう(図5)。 $f(t)$  は下に凸な関数であるとする。もし、図5(A)のように本当の開始時刻を知って時刻を正しく合わせて比べられれば、どの時刻で比べようと勾配  $y'$  は5倍違うことになる。ところが、我々は、シグナルがある数居値(10 μ kine)を越えた時点をも  $t=0$  とし、そこで時刻を合わせるということをやっている。こうした場合、図5(B)のように緩やかな波形は時刻の早い側へ引きずり出されるという系統的なバイアスがかかる。その結果、 $t=0$  からある程度時間が経過すれば、5倍の勾配の差はほぼ正しく検出されるが、 $t=0$  では、その差が小さく見えてしまう。仮に  $f(t)=t^{3.5}$  とすれば、 $t=0$  では、勾配の差は1.6倍にしかならない。

図4でM0.5とM1.3では、 $t=4$  msでの勾配の差は約5倍である。そこで、例えば、両者の真の波形が  $y=at^{3.5}$  と  $y=5at^{3.5}$  であったと仮定すると、 $t=0$  では期待される勾配の差は1.6倍ということになる。これくらいの小さな差は、図4の▲印や×印のデータのばらつきに埋もれてしまい、仮にあっては検出できない。従って、我々が図4から導いてよい結論は、少なくとも  $t=3$  ms 辺りでは、最終的に大きくなる地震の方が大きい勾配を持っているということだけである。

また、初期勾配の大小とは別に、図3からは、初期の緩やかな勾配で立ち上がって行く部分(初期フェーズ)の継続時間(≡最大勾配に達するまでの時間)が長いほど大きな地震になる傾向も見

てとれる。このことは、Umeda<sup>[1]</sup>やIio<sup>[2]</sup>が既に指摘している。ただし、初期フェイズの継続時間を議論する場合、非弾性減衰、および地震計の周波数特性を考慮しなければならないので本稿では定量的な議論はできない。

## 5. 議論：どれだけ早く地震規模を予測できるか？

今回調べた地震群では、震源距離 10 km での地動速が  $10 \mu \text{ kine}$  をこえて、少なくとも  $2 < t < 4 \text{ ms}$  の時点で地震は自分の行く末を知っていることがわかった。即ち、この時点で勾配が大きければ大きな地震に成長し、緩やかであれば小さな地震で終わることが予測できるのである。

ここで図3に戻って、 $2 < t < 4 \text{ ms}$  というのが、一つの地震のどの辺りかチェックしてみると、最も小さな地震にとってさえ、P波初動一周期の  $1/7$  程度、最も大きな地震にとっては、 $1/15$  以下である。最終的に破壊が完了する時間は、P波初動一周期の時間であると考えられるので、非常に早い段階で、地震は自分の大きさを知っていることになる。

また、 $2 < t < 4 \text{ ms}$  というのは、最も小さな地震の速度波形でさえその最大勾配に達する前で、 $M 0.7$  以上の地震に限ってみれば、Iio<sup>[2]</sup>の言う「暴乗に立ち上がる初期フェイズ」の最中であると言ってもよからう。彼は、長野県西部地震の震源近傍の微小地震を解析し、 $M < 3$  の微小地震に対して、速度波形は、最初、時間の暴乗でゆっくりと立ち上がっており、暴乗での立ち上がり時間が長時間継続するほど大きな地震になることを見いだした（初期フェイズ継続時間はP波初動一周期の約  $1/4$ ）。対して、我々のデータは、そもそも暴乗に立ち上がっている最中から、将来大きくなる地震は、勢いが強いということを示している。

また、図3からわかるように、 $t = 3 \text{ ms}$  の時点で震源距離 10 km での地動速度は  $30 - 80 \mu \text{ kine}$  にしか達していない。Ishihara *et al.* (1992)<sup>[3]</sup>は、インバージョンで求めた  $M 5.2 - 7.1$  の地震のモーメントレート関数をもとに、一般に主要フェー

ズでは、震源関数は時間と共にほぼ直線的に増加し、その勾配は大きな地震ほど大きいと主張しているが、我々の見ているのは、彼らのインバージョンには反映されていない極く初期の波形である。

我々の結果によれば、Iio<sup>[2]</sup>が言っているよりもっと早い段階で、また、Ishihara *et al.*<sup>[3]</sup>の解析では見えていない初期の段階で、地震規模を予測できることになるのである。

## 6. 初期破壊過程に関する考察

以上報告した観察結果（大きい地震ほど最初から立ち上がり急で、初期フェイズの継続時間も長い）は、どのように解釈できるだろうか？ふたつの本質的に異なる立場からの解釈を試みる。

### (A) 深尾・菊池の階層的破壊成長モデル<sup>[4]</sup>

地震破壊は、常に微小な領域から始まり、いれこになった階層を駆け上がっていくと考える。速度波形の勾配が最初ゆるく、時間と共に大きくなることは、破壊が上のより大きな階層に移っていくことに対応する。大局的な地震規模は、いくつめの階層まで破壊が進むかによって決まり、これは予測できない。但し、今回は、比較する地震の規模が似通っているので、どの地震も同じ階層まで進んだ地震であると考えよう。

一つの階層内では、破壊は、一つ前までの階層の破壊域を起点としてそこから外に向かって広がる。この起点の大きさが大きければ、破壊面積の拡大率が大きくなるので、地震波形の勾配もきつくなる。今回観測した初期波形の勾配の違いは、一つ前までの階層の破壊の拡大率の大小を反映している。また、破壊の拡大率が大きいほうが破壊進展のポテンシャルが大きいので、その階層の継続時間も長くなり、観測された初期フェイズ（一つ前の階層までの破壊過程）の継続時間の違いを説明する。

さて、破壊が次の階層に移るかどうかは、予測不可能なのだが、もし移ったとすると、前段階の破壊域が起点となるので、前段階で大きかったもののほうが破壊フロントの幅が広く、従ってこの段階でも破壊はより大きなものに成長する。従っ

て、今回、初期段階で勢いのあったものが、主要破壊も大きかったのである。

#### (B) 芝崎・松浦の震源核モデル<sup>[5]</sup>

彼らは、地震破壊の物理モデルに基づき、地震波を放射し始める前に準静的に降伏した領域（震源核）ができていることを示した。この震源核が大きいほど破壊進展のポテンシャルが大きいので、最終的地震規模も大きくなると考えられる。また、震源核が大きくなるためには、その場の破壊成長抵抗が大きくなければならず、破壊成長抵抗が大きければ破壊の加速に時間がかかるので、（大きな核からスタートする）大きな地震は初期フェイズの継続時間が長くなると予測される。この考えは、イベントが起こる前に地震の大局的規模が決定されているとする点で (A) と対照的である。

さて、今回の観測結果の解釈にあたっては、さらに応力降下量の違いを考慮しなければならない。図3をみると、大きな地震ほどその速度波形の最大勾配が大きい。これは、今回調べた微小地震群では、応力降下量の大きいものが、マグニチュードの大きい地震になったことを示唆している。実は、応力降下量一定との仮定の下では、このモデルは、大きな地震ほど初期勾配が緩かであると予測し<sup>[6]</sup>、今回の観察結果とは逆であるのだが、速度波形の振幅は応力降下量でスケールされるので、応力降下量と地震規模との間の強い正の相関を考慮すれば、この食い違いは説明できる。一方、初期フェイズ継続時間についての観察結果は、このモデルによる予測と調和的である。ただし、今回は主に応力降下量が地震の規模を決定したと考えているので、核の空間的サイズの違いというよりは、むしろ、応力降下量の大きい核ができるためには、破壊成長抵抗が大きくなければならないので、大きい地震（応力降下量が大きい）では破壊の加速に時間がかかったと考えるべきである。

## 7. 結論

我々は、日光地域の小さな地震 (M 0.2–M 2.1, 統計的な議論ができるのは M 0.2–M 1.3 の範囲) の速度波形の立ち上がり部分について次の知見を

得た。

速度波形（震源距離 10 km）が、 $10 \mu$  kine を越えて少なくとも 3 ms 後には、最終的に大きくなる地震ほど勢いよく立ち上がっている。この時点で、速度は、まだ 30–80  $\mu$  kine（震源距離 10 km）にしか達しておらず、我々の調べた最も小さい地震 (M 0.2) でさえ速度波形が最大勾配に達する前である。微小地震に対して、これだけ早い時点で規模の予測ができると結論した研究は我々の知るかぎりこれが初めてである。

また、すでに梅田<sup>[1]</sup>や Iio<sup>[2]</sup>によって指摘されているとおり、初期フェイズ（時間の冪乗での立ち上がり、あるいは、最大勾配に達するまで）の継続時間が長いほど大きな地震になる傾向も見られた。

上記のどちらの結果も、本稿で扱った狭いマグニチュード範囲では、芝崎・松浦モデルでも深尾・菊池モデルでも説明できる。しかし、両者とも今回の観測結果の説明には、それぞれ、マグニチュード範囲が狭い場合でしか成立し得ない仮定（6 節下線部）を用いている。したがって、もっと広いマグニチュード範囲の地震を対象に今回のような比較を行えば、地震破壊モデルの妥当性についてより拘束力のある評価がくだせると期待される。

## 参考文献

- [1] Umeda, Y. : High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, *Tectonophysics*, **175**, 81–92 (1990).
- [2] Iio, Y. : Slow initial phase of P-wave velocity pulse generated by microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 477–480 (1992).
- [3] Ishihara, Y., Fukao, Y., Yamada, I., Aoki, H. : Rising slope of moment rate functions: the 1989 earthquakes off east coast of Honshu, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 873–876 (1992).
- [4] 深尾良夫, 菊池正幸, 石原 靖 : 小地震から大地震へ : 破壊の成長過程, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 302 (1992).
- [5] Shibazaki, B., Matsu'ura, M. : Transition process from nucleation to high-speed rupture propagation : scaling from stick-slip experiments to natural earthquakes, submitted to *J.G.R.*
- [6] 芝崎文一郎, 金嶋 聡, 松浦充宏, 中谷正生, 深尾良夫 : 地震の初期破壊過程に関する論争, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, 123 (1993).

3月号予告

## SYMPOSIUM

### 全地球史解説

—マンツルの進化をよむ—

- 巻頭言……………丸山茂徳
- 二層対流から一層対流への変化  
—パラメータ化対流によるアプローチ……………本多 了
- 地球の熱史と沈み込みの始まり……………中久喜伴益
- スラブ物質の大循環とプレューム活動の起源……………巽 好幸
- 核—マンツル相互作用:A/P境界の理解へ向けて……………浜野洋三
- 内核成長のモデリング……………隅田育郎・他
- 内核成長とダイナモ作用……………日向清孝・他
- BIFの岩石磁気学的性質……………畠山唯達・他
- U—Pbシステムによる高精度年代測定のためのICP  
質量分析計改造計画……………平田岳史
- SIMSによるジルコンのU—Pb年代とその応用……………角替敏昭
- 現生の河川堆積物のジルコン年代から大陸地殻生成率を  
推定する……………丸山茂徳・他
- 西オーストラリアのビルバラから採取された太古代の中  
央海嶺玄武岩の岩石化学的解析……………太田 宏
- 造山帯の中のカンラン岩からマンツルを読む:アルプス  
型カンラン岩はどこから貫入してきたか……………們座圭太郎
- 全地球史を通じて海洋プレート層序堆積物の地球化学  
……………加藤泰浩
- 岩石組織・微細構造の解析とPaleo-Rheology……………佐藤博樹・他



月刊

## 地球

CHIKYU MONTHLY

1995年2月号(通巻188号) Vol.17, No.2

続・火山の深部構造と内陸地震

—日光地域—

編集 月刊地球編集部

発行 1995年2月1日

海洋出版株式会社

〒191 東京都日野市三沢三丁目45-9

TEL 0425-94-2654

FAX 0425-94-2924

振替東京9-2355

© Kaiyou Shuppan Co., Ltd.

定価 ¥2,000 (本体 ¥1,942)