

## 1 2 - 2 地震の初期破壊フェーズに関する観測研究のレビュー

### Review of observational studies about the initial phase of seismograms

京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

#### 1. はじめに

地震には、2004年スマトラ地震のように断層の長さが千 km にも達する巨大なものから、数 m 程度の小さなものまで存在することが知られている。驚くべきことに、その大きさの範囲が、断層の長さにして 6 桁にも及ぶにも関わらず、地震は互いに相似であることが定説となっている。相似とは、例えば、断層の長さ $L$ と断層面上のすべり量 $U$ の比が地震の大きさによらず一定であるということである。応力降下量が地震の大きさに寄らず一定であるということもできる。

相似であるなら、大きな地震と小さな地震は、単に大きさが違うだけである。そうだとしたら、地震の大きさはどのように決まるのだろうか？

一方の極端な考えは、大きな地震は小さな地震がたまたま大きくなったものであるというものである。他方の極端な考えは、大きな地震は大きな破壊の「種」を持っており、小さな地震とは最初から異なるというものである。破壊の「種」とは、高速破壊に至るまでに準静的に形成される破壊核のことを指している。

大きな地震は小さな地震がたまたま大きくなったものであるならば、波形の始まりの部分は、大きな地震も小さな地震も似たようなものであると考えられる。一方、大きな地震が大きな破壊核を持っているならば、始まりの波形は、大きな地震と小さな地震で異なっている可能性がある。

そこで、地震波形、特に、初期破壊フェーズと呼ばれる始まりの部分を精細に調べて、大きな地震と小さな地震の違いを明らかにしようという研究が行われてきた<sup>1)2)3)</sup>。本報告では重要であるがこれまであまり知られていなかったものを簡単に紹介する。

#### 2. 大きな地震と小さな地震の始まりの波形比較

震源位置とメカニズム解が同一である大小の地震の波形を比較することが、大きな地震と小さな地震の違いを明らかにする上で最も直接的なやり方である。第1図左に、長野県西部地域の 10kHz サンプリング地震観測網<sup>4)</sup>で得られた一例を示す<sup>5)</sup>。震源位置およびメカニズム解が同一であることは現実にはあり得ないので、M3 クラスの地震に対して、震源位置が 500m 以内の地震を選び出して波形を比較した。マグニチュードの範囲は 0 から最大で 4 弱である。1996 年から 2003 年までのデータから合計 21 個のクラスターが抽出されたが、そのうちの約半数のクラスターはぎくしゃくした複雑な波形を示し、残りは、第1図左のようになめらかな速度波形を示した。ぎくしゃくした複雑な波形は取り扱いが難しいので、ここでは、なめらかな波形を示すクラスターについてのみ議論を行う。

第1図右に、円形断層モデルによる合成波形を示した。左に示された観測データと同程度のマグニチュード範囲の波形が示されている。相似則から応力降下量は地震の大きさによらず一定と仮定した。震源距離は M3 クラスの地震と同じと仮定し、一番小さな地震の観測波形

を再現できるように、応力降下量とQ値を決定した。

小さな地震については観測波形と合成波形はよく似ているが、大きな地震については、合成波形が直線的であるのに対して、観測波形は下に凸で傾きが時間とともに大きくなっている。また、おのこの地震の合成波形は、そのピーク近くまで、より大きな地震の合成波形と同一の曲線をたどるのに対して、観測波形においては、最初の1ms程度はいずれの地震も同じような波形を示すが、その後、大きな地震は早い段階から上方に外れて行くことが分かる。これらことから、0から4程度のマグニチュードの地震において、小さな地震は単純な破壊過程を示すのに対して、大きな地震は、最初は小さな地震と同様の破壊過程を示すが、少し経過した後は、より急激な破壊過程(主破壊)を示すものと考えられる。

なめらかな波形を示すクラスターはいずれもこのような特徴を示している。大きめの地震と小さめの地震は、早い段階で違いが表れており、大きな地震と小さな地震は相似ではないと考えられる。また、小さな地震でも破壊伝播速度は十分高速となっていることが、より精細な波形のモデリングから推定されている<sup>6)</sup>。したがって、大きな地震の観測波形が下に凸で傾きが時間とともに大きくなるということは、破壊伝播速度が加速するのではなく、断層のすべり速度が加速することを反映していると考えられている<sup>6)</sup>。また、小さな地震の破壊伝播速度が既に高速であることから、小振幅の初期破壊フェーズはゆっくりした破壊を反映しているのではないと考えられる。つまり、主破壊は、初期破壊よりも大きな応力降下量を伴う破壊であると推定される。

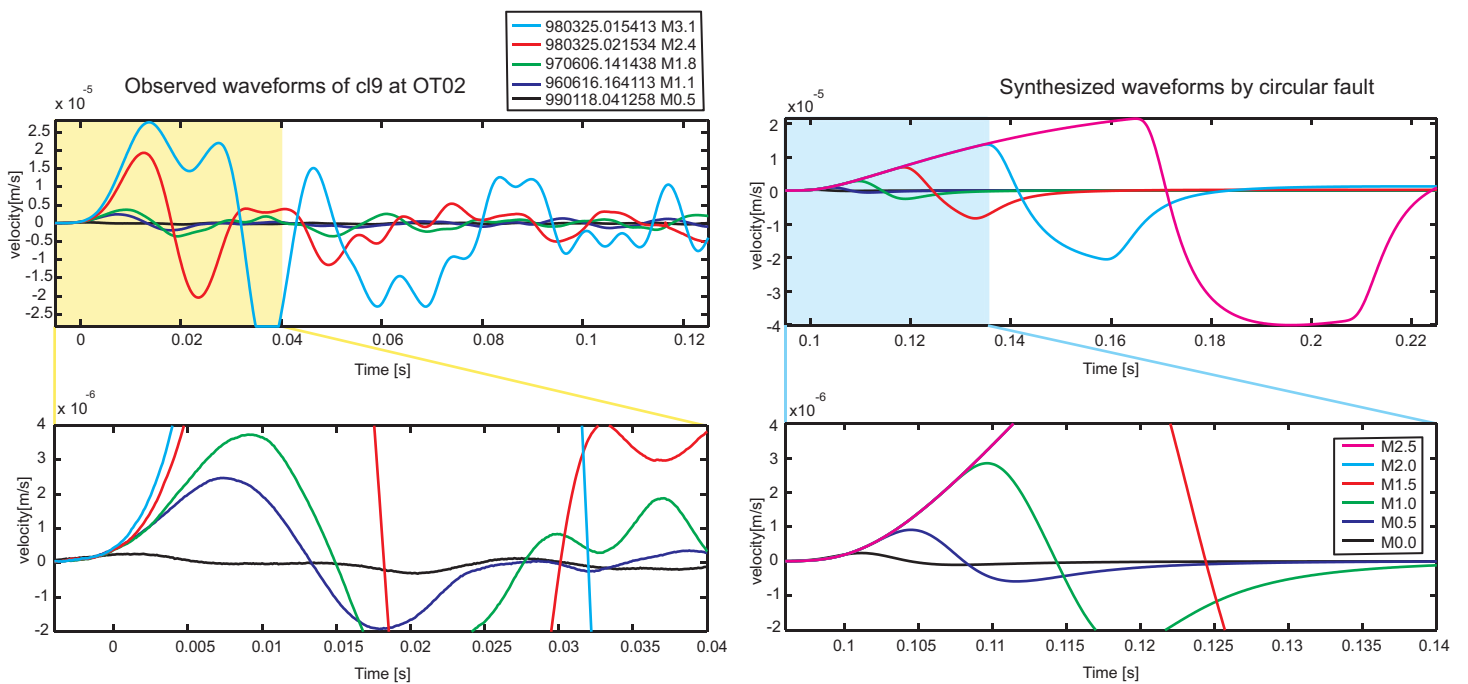
同様の現象はより大きなスケールでも起こっており、大地震のアスペリティの破壊とその前の前駆的な破壊の関係と同じ現象である可能性がある。地震の初期破壊フェーズに関するスケーリング則は、アスペリティが大きいほど初期破壊の断層も大きいことを反映している可能性が考えられる。

大きな地震と小さな地震の波形が最初から異なっているかどうかという問題であるが、10kHz サンプリングデータにより精細に波形が比較できる、0から4程度のマグニチュードの地震において、波形の立ち上がりから数ms後の早い段階で既に異なっているのだが、それ以前については違っているとしてみてもそれは微妙であり、より精細な解析を行う必要がある。

(飯尾能久)

参考文献

- 1) Iio, Y., Slow initial phase of the P-wave velocity pulse generated by microearthquakes, Geophys.Res.Lett, 19, 477-480, 1992.
- 2) Umeda, Y., High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, Tectonophysics, 175, 81-92, 1990.
- 3) Ellsworth, W.L. and Beroza, G.C., Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, Science, 268, 851-855, 1995.
- 4) Iio, Y., S. Ohmi, R. Ikeda, E. Yamamoto, H. Ito, H. Sato, Y. Kuwahara, T. Ohminato, B. Shibasaki, and M. Ando, Slow initial phase generated by microearthquakes occurred in the Western Nagano prefecture, Japan -the source effect-, Geophys. Res. Lett., 26, 13, 1969-1972, 1999.
- 5) 三浦宏一・飯尾能久・行竹洋平・高井香里・堀内茂木, 長野県西部地域で発生した微小地震の波形記録に見られる初動の特徴, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, P103, 2005.
- 6) 飯尾能久・堀内茂木・大見士朗・伊藤久男・桑原保人・山本英二・小村健太郎・三浦浩一・芝崎文一郎・佐藤春夫, 地震の始まりの始まりー再びー, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, A048, 2006.



第1図 観測波形(左)と合成波形(右)の比較. 下側の波形は, 上側の波形の初動部分を拡大したもの.  
 Fig.1 Comparison of observed (left) and synthesized (right) waveforms for events of an earthquake cluster that show a smooth shape of waveforms.