

東北地方太平洋沖地震の揺れの成長と強震モニタ

青井 真・中村洋光・功刀 卓・鈴木 亘

あおい しん なかむら ひろみつ くぬぎ たかし すずき わたる

(独)防災科学技術研究所 地震・火山観測データセンター

東北地方太平洋沖地震の揺れの特徴

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震(東日本大震災)は、マグニチュード(M)9.0という、日本周辺で発生した地震としては最大の地震であり、東北から関東にかけての広い地域で強い揺れに見舞われ、推定で3000万人以上が震度5弱以上の揺れに暴露したため、その強い揺れを経験した人も多いことと思う。地震時の心得には、俗に「1分過ぎたらまず安心」などと書かれている¹が、今回の地震は1分以上にわたり揺れがどんどん大きくなり、2~3分以上も揺れが続いたため、どこまで揺れが大きくなり、継続するのか恐怖を感じたのではないだろうか。本稿では、通常地震とは随分と様相の異なる今回の地震の揺れについて考察する。

皆さんがテレビなどで目にする震度は、震度計の中にある加速度センサが計測した1分間の波形データを決められた手順²により処理することで求められるため、一つの地震に対して地点ごとに一つの震度値しか与えられない。ここでは、震度が時間と共に成長していく様子を見るために筆者らが開発した、逐次的に震度を求める近似アルゴリズムである「リアルタイム震度」³により1/100秒ごとに計算した震度の時間発展を図1に示す。震源に比較的近かった宮城県仙台市(震央距

離170 km)の場合、人がかすかに感じることのできる震度1に達したのは14:46:50で、その後約10秒かけてはっきりと地震であることを感じる震度3の揺れになった。さらに、震度5弱に達するまでに14秒、および6強に達するまでに23秒の時間があった。仙台より震源から離れた茨城県日立市(震央距離約260 km)では、震度3の揺れ(14:47:21)に見舞われてから震度5弱に達するまでに58秒、および6強に達するまでに79秒と非常に長い時間がかかっている。

揺れの成長と長い継続時間

揺れが長時間継続したのは、すべり破壊の生じた断層面が巨大だったことが主な理由である。この地震の断層は長さ約500 km、幅は約200 kmと非常に大きく(図2)、1995年兵庫県南部地震の断層と比べると長さ、幅ともに約10倍、面積にすると約100倍もの大きさである。地震時に断層面上を破壊が進展する速度は、S波の伝播速度の0.8倍程度と、断層の規模にあまり依存しないことが知られている。したがって、断層が大きくなると、ほぼ比例して断層破壊の継続時間が長くなる。今回の地震では実に100秒以上もの時間にわたって断層破壊が継続したことがわかっており⁴、地震波が地中を伝播する際に地震波の継続時間が長くなる効果(表面波が発生したり、地下の不均質構造に地震波がトラップされるなど)と相まって、数分間という非常に長い時間揺れ続けた。

では、なぜこのように長い時間をかけて震度が成長したのだろうか。地震波を放射する強さは断層面上で一様ではない(図2)。地震が発生(14:46:18)

Growth of ground motion during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and the 'Kyoshin monitor'

Shin AOI, Hiromitsu NAKAMURA, Takashi KUNUGI and Wataru SUZUKI

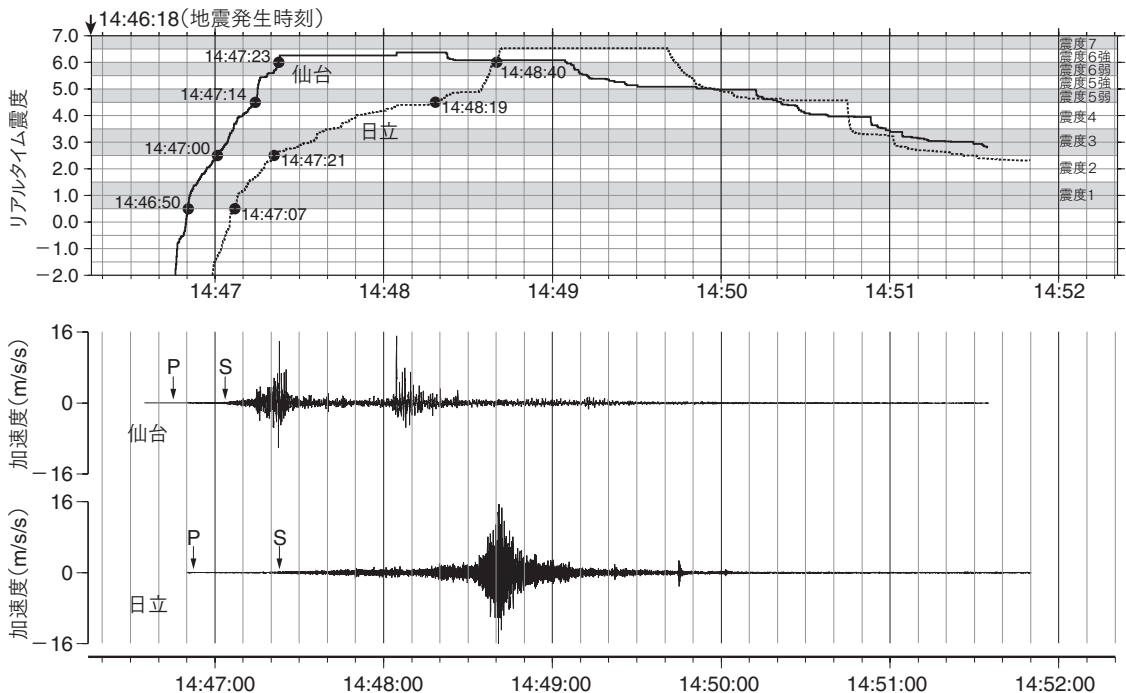


図1—(上)仙台および日立における震度の時間発展

防災科研が設置した強震観測網 K-NET により観測された地震波形を用いてリアルタイム震度を計算した。両地点において震度 1, 3, 5 弱, 6 強に達した時刻を示した。

(下)仙台および日立において観測された加速度波形の南北成分

してから、比較的大きな破壊が起こるまでに 20 秒以上あり、最大のすべりは地震発生後 1 分程度経ってから生じた。また、より日立に近い断層面南部の破壊は、さらに遅れて地震発生後約 100 秒以降に生じた。一般に、断層上で大きくすべり、地震波を強く放出する場所は破壊開始点(震源)と一致するわけではなく、またタイミング的にもずれているが、M7クラスの地震であれば断層破壊時間は 10 秒程度であり、地震動の成長をはっきりと体感することはまれである。今回の地震の場合は断層サイズが巨大で破壊継続時間も長かったために、時空間的な断層破壊の不均質の影響が震度の成長過程に顕著に現れ、S 波が到達して震度 3 を計測してから震度 6 強に達するまでに、仙台で約 20 秒、日立で約 70 秒と長い時間を要したと考えられる。

緊急地震速報とリアルタイム震度

地震が発生し大きな震度が予想される場合に即

時的に報知を行うサービスが緊急地震速報である。緊急地震速報は、震源に近い観測点の P 波(縦波)の地震波形データを用いてマグニチュードと震源位置をいち早く推定し、被害を及ぼす主要動(S 波:横波)到来前に警報を発することができるという意味で画期的な技術である。一方で、基本的には、震源情報に立ち戻る手法であるために、巨大地震時やほぼ同時に複数の地震が発生する場合などに推定震度に大きな誤差が生じたり、震源近傍域において警報が主要動到着に間に合わないなどの問題もある。

東北地方太平洋沖地震の際に、震度 4 を超えると推定され、一般向けの緊急地震速報(警報)として発報された地域(図 2 にグレーで表示)は、実際に震度 4 を超えた地域(斜線で表示)に比べ、かなり狭いが、これは主にマグニチュードの過小評価が原因である。緊急地震速報の発報のタイミングは陸地に主要動が到達するより早く、警報の対象となった地域に関しては比較的長い猶予時間があり避

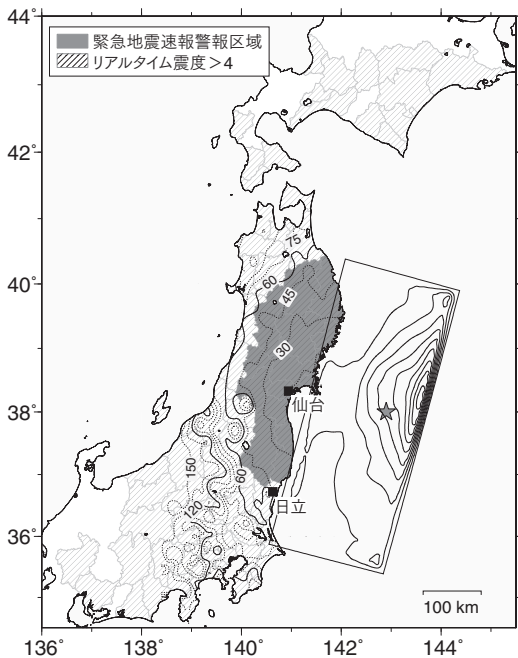


図2—緊急地震速報が出された警報区域(グレーで表示)とリアルタイム震度が4を超える地点が2点以上ある区域(斜線で表示)

等値線は、緊急地震速報警報が出されてからリアルタイム震度が4に達するまでの猶予時間(秒)を示す。また、長方形およびその中の等値線はそれぞれ、おおよその震源域と断層のすべり量⁴を、星は震源を表す。

難行動などに有効に活かすことが可能であった。一方、震度4以上と推定されなかった地域に関しては、結果として一般向けの緊急地震速報(警報)が発報されていないが、このような地域では、震度3以上になってから震度5弱になるまで数十秒以上の猶予時間があり、実測された地震動をリアルタイムで防災情報とすることができれば、減災につながると考えられる。実際、現状でも全国約700観測点程度で観測されているリアルタイム震度は、「強震モニタ」^{5,6}として防災科研よりインターネットを通じて常時公開されている(図3)。リアルタイム強震動の情報は、緊急地震速報のように主要動到着前に入手可能なものではないが、推定値ではなく確定値であるため誤差要因が少なく、これら二つの技術は将来的には相補う形で実用化されていくことで、減災につながる重要な情報を発信できると考えられる。

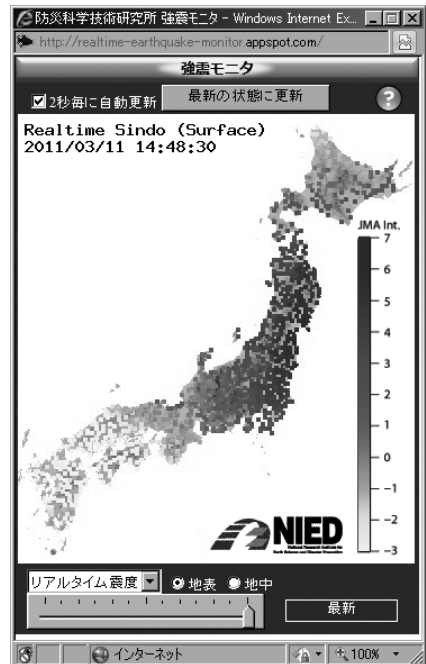


図3—強震モニタによる東北地方太平洋沖地震における地面の揺れ(2011年3月11日14時48分30秒)の表示例

<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> からアクセス可能。

文献

- 1—たとえば、今村明恒: 星と雲・火山と地震, 日本児童文庫, アルス(1930)
- 2—気象庁: 計測震度の算出方法, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/kyoshin/kaisetsu/calc_sindo.htm
- 3—切刀卓・他: 地震2, **60**, 243(2008)
- 4—鈴木亘・他: 近地強震記録を用いた2011年03月11日東北地方太平洋沖地震の震源インバージョン解析, (2011) http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/TohokuTaiheiy_20110311/inversion/
- 5—S. Aoi et al.: Earthquake Data in Engineering Seismology, Springer(2011)pp. 167~186
- 6—防災科学技術研究所: 強震モニタ, <http://realtime-earthquake-monitor.appspot.com/>