

6. 2016年熊本地震の震源モデルの構築

倉橋奨

1. はじめに

2016年4月16日に発生した熊本地震本震では、震源断層近傍で、KiK-net、K-NETや気象庁・自治体震度計観測網によって多くの強震記録が得られており、地表地震断層の極近傍に位置する西原村役場、益城町役場、KiK-net益城の3観測点では、周期約1～3秒のパルス波形が観測され、永久変位は約150～200cmにも及んだ（岩田、2016）。過去の地震における地表地震断層の極近傍での観測記録は少なく、このようなパルス波形や永久変位を引き起こした強震動の生成メカニズムを解明することは、強震動予測の高精度化のために非常に重要である。本研究では、2016年熊本地震の本震の観測波形とシミュレーション波形との比較から、震源域の観測記録および震源極近傍記録のパルス波形および永久変位を再現する震源断層モデルの構築を行った。

短周期地震動（周期0.1～3.3秒）を対象とした震源モデル（強震動生成域（Strong motion generation area : SMGA））はIrikura et al. (2017) により構築されているため、本研究では、このSMGAから放出される周期1秒以上の地震動を離散化波数法（Bouchon, 1981）により理論的に求めた。

次に、SMGAモデルに背景領域を加えた“SMGA + 背景領域”型の特性化震源モデルからの周期1秒以上の地震動を計算し、観測波形の再現を確認する。

最後に、“SMGA + 背景領域”のみでは観測記録が十分に再現できない地表地震断層極近傍の西原村役場、益城町役場、KiK-net益城の3観測点をターゲットとして、震源断層浅部（深さ0～3 km）に周期1秒以上の地震動を生成する領域（Long-period motion generation area : LMGA）を設定したモデルを構築。解析手法には、波数積分法（Hisada and Bielak, 2003）を用いた。

2. 建物被害と地震動との関係性の解明

（1）解析に用いる断層面

解析に用いる断層面は、Kubo et al. (2016) による震源インバージョンで設定された断層モデルを基に、北部分、中央部分、南部分の3セグメントとして断層面を設定した。なお、本研究での中央部分は、Kubo et al. (2016) の中央部分と遷移部分をまとめて設定している。

（2）強震動生成域（SMGA）の構築

強震動生成域から放出されるより長周期の地震動（周期1秒以上）の寄与の確認と、観測波形を再現する震源モデルを構築する。基となる強震動生成域は、Irikura et al. (2017) による断層面が一枚で構築されたSMGA震源モデルとした。なお、本研究では上述の通り、3セグメントの断層面をすることから、Irikura et al. (2017) のSMGA震源モデルにおける本震の破壊開始点の南西側と北東側のセグメントに一つずつSMGAを設定した。震源モデルの構築には地表地震断層に近い益城町、西原村、KiK-net益城（断層最短距離2.4km以内）の観測記録以外を対象とした。波形計算は離散化波数法（Bouchon, 1981）を用い、すべり速度時間関数はSmoothed ramp関数とした。その他の震源パラメータは表1にまとめている。解析の結果、本震の破壊開始点より南側と北側にそれぞれ1つずつ強震動生成域を設定することで周辺観測点の観測波形の再現ができた。一方、この震源モデルでは、断層極近傍の3観測点で見られる周期約1～3秒のパルス波形は再現できなかった。

(3) 背景領域からの寄与

次に、背景領域からの寄与を確認する。ここでは、KMMH16 (KiK-net益城)、93048 (西原村小森)、93051 (益城町宮園)、KMM005 (大津) の4観測点を対象として解析を行った。このため、寄与度が高いと考えられる震源断層モデル中央部分の背景領域を考慮した結果を示す (図1)。93048、93051、KMMH16では、速度波形よりも変位波形 (永久変位) への影響が大きい (図2)。一方KMM005では、速度波形と変位波形の両方とも背景領域からの寄与が少なからずあり、特に、観測波形に見られる永久変位については、背景領域からの寄与が大きい (図2)。

(3) 長周期地震動生成域 (LMGA) の震源モデル

断層極近傍の3観測点の観測記録、Kubo et al. (2016) による震源インバージョン結果などを基に、周期約1~3秒のパルス波形および永久変位を有する長周期地震動を再現するために、震源断層浅部に周期1秒以上の地震動を生成する領域 (LMGA) を設定する。波形計算には波数積分法 (Hisada and Bielak, 2003) を用いた。また、Kubo et al. (2016) による震源インバージョン解析で得られたすべり速度時間関数の分布は、地震発生層内に位置するSMGAに対応する領域でKostrov型 (立ち上がりが衝撃波でピーク値から緩やかに減衰する) の形状を示すが、地表断層の直下の領域でsmoothed ramp型の形状を示す。ここではLMGAから生成されるすべり速度時間関数はmodified ramp functionsを仮定する。観測波形を再現するために、断層極近傍の3観測点に近い地表断層の浅部 (0~3 km) にすべり量を4 m、すべり速度時間関数にライズタイム2.5秒のsmoothed ramp関数のLMGAを設定した。このLMGAを加えた震源モデルで合成された長周期地震動 (速度と変位) は観測波形を概ね満足する結果が得られた。

4. まとめ

2016年熊本地震本震時の地表地震断層の極近傍の観測点にて観測されたパルス波形の再現には、SMGAに加えて震源断層浅部に速度パルスおよび永久変位を生成する領域 (LMGA) が必要である。これまで強震動評価のためのレシピは、強震動は地震発生層内の強震動生成域から生成されるとして評価されてきた。これは周期2秒よりも短い周期の強震動の評価には有効である。しかしながら、2016年熊本地震のように地表地震断層が出現するような規模の大きい地殻地震が発生した場合、断層極近傍域においてフリリング・ステップを有する長周期地震動が生成される可能性が高い。今後地表断層の生じる可能性のある活断層地震に対する断層近傍域の強震動予測には、長周期地震動生成域 (LMGA) を組み込む必要があるが、LMGAのパラメータ設定法や生じる地震動特性については今後検討が必要である

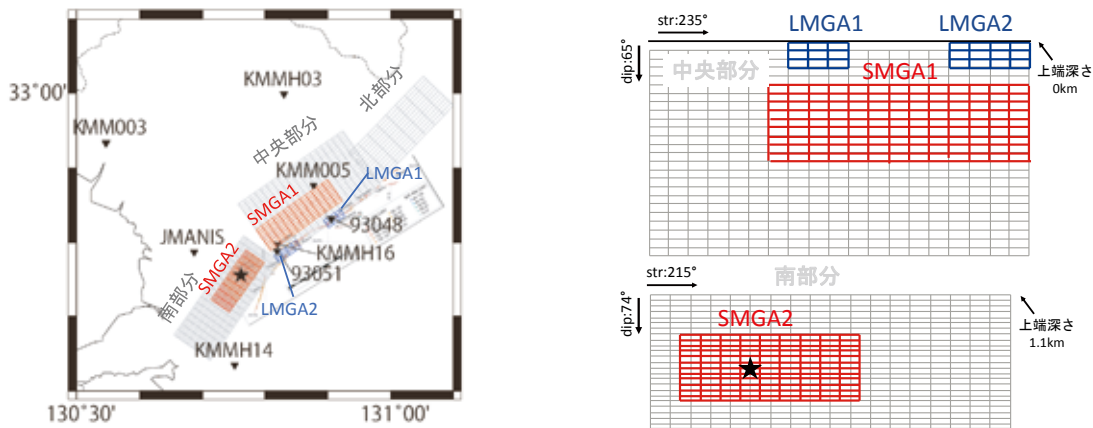


図1 (左) 構築した震源モデルと (右) 断層面上の震源モデル

表1 構築した震源モデルの諸元

パラメータ		単位	北部分	中央部分			南部分		
基準点	緯度	°	32.9838	32.8744			32.7741		
	経度	°	131.1001	130.9861			130.8235		
	深さ	km	1.1	1.1			1.1		
走向		°	224	235			215		
傾斜		°	75	65			74		
すべり角		°	-150	-150			180		
			背景領域	背景領域	SMGA1	LMGA1	LMGA2	背景領域	SMGA2
長さ	km	-	-	19	13	3	4	-	9
幅	km	-	-	24	9	3	3	-	12
面積	km ²	-	-	456	117	9	12	-	108
上端深さ	km	-	-	1.1	3.6	0	0	-	7.3
すべり量	m	-	-	1.4	3	4	4	-	2.5
地震モーメント	Nm	-	-	1.51×10^{19}	1.09×10^{19}	1.11×10^{18}	1.49×10^{18}	-	8.37×10^{18}
ライズタイム	sec	-	-	4	1.6	2.5	2.5	-	1.6
破壊伝播速度	km/s	-	-	2.8	2.8	2.8	2.8	-	2.8
破壊遅延時間	sec	-	-	2	3	5.5	3	-	0
すべり速度時間関数	-	-	-	Smoothehd ramp	Smoothehd ramp	Smoothehd ramp	Smoothehd ramp	-	Smoothehd ramp
解析手法	-	-	-	離散化波数法 (Bouchon, 1981)	離散化波数法 (Bouchon, 1981)	波数積分法 (Hisada and Bielak, 2003)	波数積分法 (Hisada and Bielak, 2003)	-	離散化波数法 (Bouchon, 1981)
備考			本解析の計算には使用していない		地震モーメント算出の剛性率は、全体的に一律で 3.1×10^{10} Pa	地震モーメント算出の剛性率は、全体的に一律で 3.1×10^{10} Pa	地震モーメント算出の剛性率は、全体的に一律で 3.1×10^{10} Pa	本解析の計算には使用していない	地震モーメント算出の剛性率は、全体的に一律で 3.1×10^{10} Pa

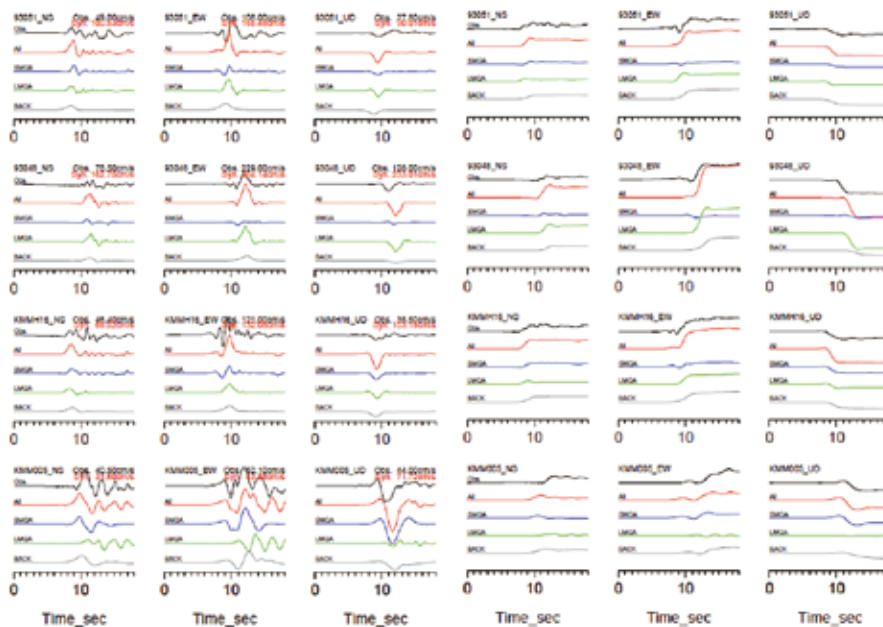


図2 観測波形と計算波形の比較