

下部地殻における地震波の散乱

小原一成 (obara@geo.bosai.go.jp ; 防災科学技術研究所)

1. はじめに 近地地震のSコーダ波は、地下構造の不均質によって生じた散乱波、もしくは不連続面で生成された反射波や変換波等から構成され、非常に複雑である。散乱体分布が一様、また散乱強度が一定であるなど、地下構造の散乱特性が均質であれば、Sコーダ波エンベロープ振幅は滑らかに減衰するが、実際に観測されるSコーダ波エンベロープにはリップルが存在したり、特異な形状を示す場合がある。ここでは、Sコーダ波のエンベロープ振幅異常が散乱強度分布の不均質によって生じると考えて、特に下部地殻に着目して散乱強度分布の推定を行った。

2. 観測事実

図1は淡路島北部で観測された自然地震の10Hz帯におけるエンベロープ波形である。S波初動直後の振幅減衰は急であるが、S波到達時の約4秒後から約8秒間は振幅がほぼ一定で、わずかな振幅増加の後に再びS波初動直後と同様に急速に減衰する。

図2は鬼首(宮城・秋田・山形県境付近)周辺に設置したアレイで観測された自然地震の20Hz帯におけるエンベロープ波形である。花山アレイ(H)ではS波到達時の約10秒後から約10秒間は振幅がほぼ一定であり、エンベロープの形状は淡路島北部で観測された波形と非常に良く似ている。一方、前森アレイ(M)ではS波初動直後(約5秒後)に振幅が増加した後は滑らかに減衰する。しかし、この振幅増加は10Hz帯では明瞭ではない。

3. 散乱強度分布の推定

3-1. 方法 計算はSSの等方1次散乱を仮定して行った。散乱と減衰の強さが3次的に変化する媒質を単純化するために、媒質を1辺5kmの小立方体ブロックに分割し、それぞれのブロック内では散乱強度と減衰の強さは一定とした。各ブロックにおける散乱強度やS波減衰を適当に変えながら、フォワードモデリングによって散乱・減衰構造の推定を試みた。

3-2. 結果 図1には、淡路島北部で観測されたエンベロープ波形を最も良く説明するモデルの一つを示す。下部地殻に強い散乱層をおいた場合に観測波形を満足する。散乱層は2層構造を形成し下層の散乱強度が強い。

図3は鬼首で観測されたエンベロープ波形を説明するための一つのモデルであり、カルデラの東側には下部地殻からモホ面付近まで広がる強い散乱層、またカルデラの西側には深さ15km(コンラッド面)付近に面積の小さい散乱層が存在する場合に、観測波形をだいたい説明できる(図2の実線)。

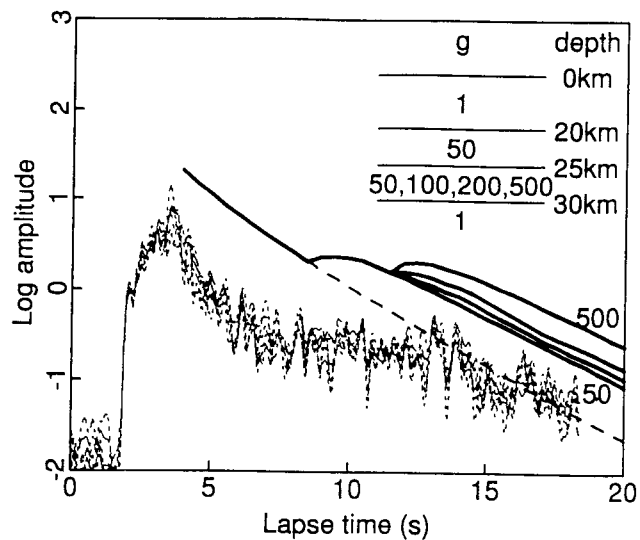


図1 淡路島北部で観測された10Hz帯におけるエンベロープ波形（点線）及びシミュレーション波形（実線）. 散乱強度の深さ分布を図中右上に示す. S波の減衰は $f/Q_s=0.1$, 震源の深さは10km, 震央距離5kmとしている.

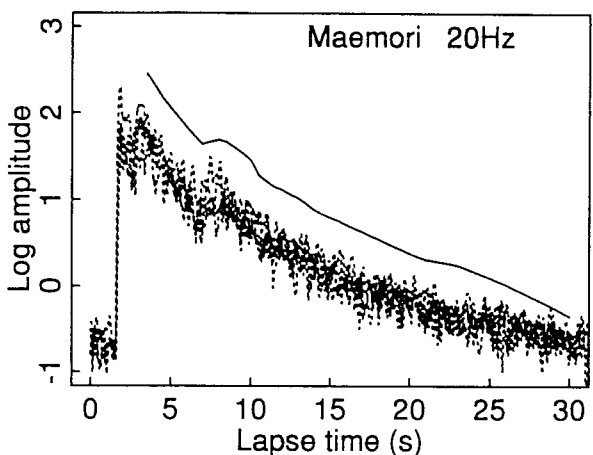
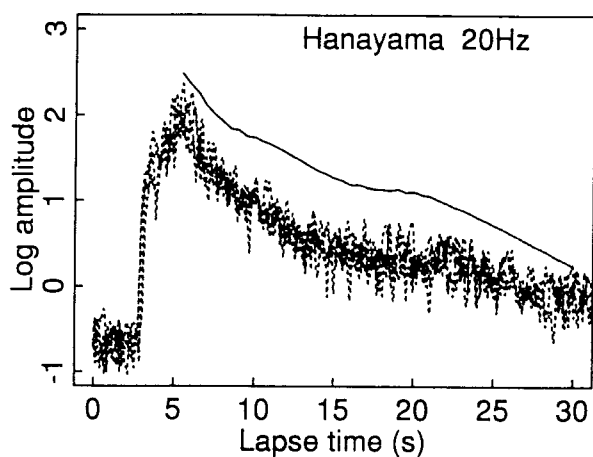


図2 b 花山アレイ(H)及び前森アレイ(M)で観測された20Hz帯におけるエンベロープ波形例（点線）, 及び図3のモデルで計算されたエンベロープ波形（実線）.

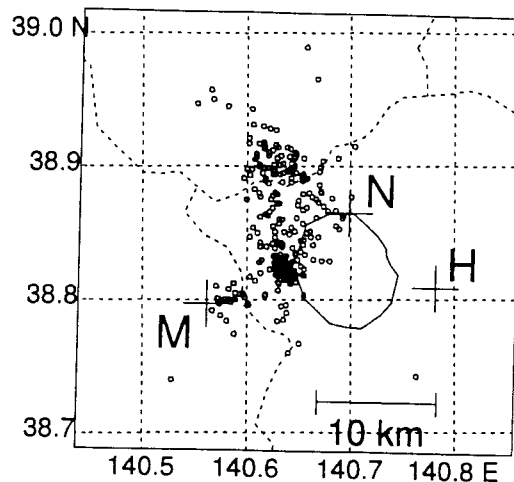


図2 a 鬼首周辺におけるアレイ観測点.

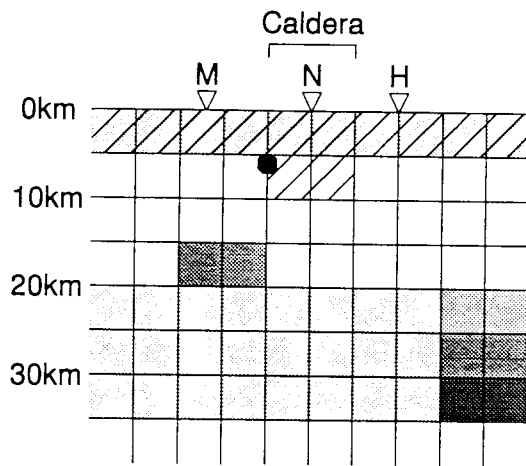


図3 鬼首周辺における散乱・減衰構造モデル. ハッチの濃い領域ほど散乱強度が大きく, 斜線の領域は減衰が強い.